



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

EDIMUNDO ALMEIDA DA CRUZ

**POTENCIAL DE INUNDAÇÃO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JUCU/ES,
POR MEIO DE PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS E ÍNDICES SL**

**VITÓRIA/ES
2015**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**POTENCIAL DE INUNDAÇÃO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JUCU/ES,
POR MEIO DE PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS E ÍNDICES SL**

EDIMUNDO ALMEIDA DA CRUZ

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Ciências Humanas e Naturais da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito à obtenção do título de Mestre em Geografia, sob a orientação da professora Dr^a Jacqueline Albino.

**VITÓRIA/ES
2015**

**POTENCIAL DE INUNDAÇÃO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JUCU/ES,
POR MEIO DE PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS E ÍNDICES SL**

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)
(Biblioteca Central da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

Cruz, Edimundo Almeida da, 1973-

C957p Potencial de Inundação na bacia hidrográfica do Rio Jucu/ES,
por meio de parâmetros morfométricos e índices SL / Edimundo
Almeida da Cruz. -2015.

117 f. : il.

Orientador: Jacqueline Albino.

Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal
do Espírito Santo, Centro de Ciências Humanas e Naturais.

1. Hidrologia. 2. Inundações. 3. Geomorfologia. 4. Sistemas de
informação geográfica. 5. Bacias hidrográficas. 6. Morfometria. I.
Albino, Jacqueline. II. Universidade Federal do Espírito Santo.
Centro de Ciências Humanas e Naturais. III. Título.

CDU: 91

POTENCIAL DE INUNDAÇÃO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JUCU/ES, POR MEIO DE PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS E ÍNDICES SL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Ciências Humanas e Naturais da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geografia, sob a orientação da professora Dr^a. Jacqueline Albino.

Aprovada em 04 de dezembro de 2015.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof.^a. Dr^a. Jacqueline Albino (Orientadora)
Universidade Federal do Espírito Santo
Centro de Ciências Humanas e Naturais - CCHN-UFES

Prof. Dr^a. Mirna Aparecida Neves
Universidade Federal do Espírito Santo
Centro de Ciências Agrárias - CCA-UFES

Prof. Dr. Eberval Marchioro
Universidade Federal do Espírito Santo
Centro de Ciências Humanas e Naturais - CCHN-UFES

AGRADECIMENTOS

A todos os professores e técnicos do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFES por compartilharem o conhecimento e serem solícitos.

Aos professores Eberval Marchioro e André Nascentes, meus sinceros agradecimentos pelas sugestões, críticas e contribuições gentilmente ofertadas durante o exame de qualificação.

A Jacqueline Albino, um agradecimento especial pela orientação, confiança e paciência dedicada ao longo dessa árdua jornada.

A companheira de jornada acadêmica e de eventos, Rosilene B. Fileti, pelas contribuições, sugestões, críticas e, sobretudo, pela amizade.

A todos os amigos, colegas e familiares que me apoiaram e compreenderam minhas faltas e ausências nesses últimos anos.

A meus queridos e iletrados pais Sr. Edson Almeida da Cruz e Maria Batista da Cruz que me incentivaram a estudar mesmo sem muita convicção da eficácia do resultado almejado.

À minha namorada Rosilene Teixeira por tolerar minha rotina “enclausurada” e paciência com minhas reiteradas ausências nas festas, feriados, finais de semana, etc.

RESUMO

A pesquisa morfométrica aplicada à bacia hidrográfica do rio Jucu/ES possibilitou o levantamento e caracterização dos indicadores geométricos (zonais, lineares e hipsométricos) e Índices SL (*Slope-Lenght Index*). A análise sistêmica mostrou-se eficaz para o diagnóstico expedito das áreas suscetíveis à inundação, possibilitando inferências confiáveis acerca do comportamento hidromorfológico desse sistema hidrográfico, com base na Teoria do Equilíbrio Dinâmico proposta por Hack (1973). A constatação de valores de SL pequenos sobre diversas bacias de inundação do rio Jucu (CJBN, CJBS, CJBC), menor que $k/2$, demonstrou tratar-se de trecho com topografia suave inclinado ou plano, portanto de áreas suscetíveis à inundação quando de deflúvios maiores que os de margens plenas. A comparação entre o SL e os demais índices e parâmetros morfométricos permite concluir que, para o fenômeno inundação, o índice SL se mostra mais pragmático e eficaz que os demais, desde que a interpretação dos resultados ocorra de forma concomitante à análise do perfil longitudinal, tendo como pressupostos os processos de hidráulica fluvial descritos por Leopold e Maddock (1953).

Palavras Chave: Morfometria. Hidrologia. Enchentes.

ABSTRACTY

The morphometric research applied to river basin Jucu / ES enabled the survey and characterization of the geometric indicators (zonal, linear and hypsometric) and SL Indices (Slope-Lenght Index). Systemic analysis was effective for expeditious diagnosis of areas susceptible to flooding, enabling reliable inferences about the hydromorphological behavior of this river system, based on the Dynamic Equilibrium Theory proposed by Hack (1973). The finding of small SL values over several flood basins of Jucu river (CJBN, CJBS, CJBC), less than $k / 2$, showed the presence of portions inclined smooth design or plan, so areas susceptible to flooding when run-offs greater than the full margins. The comparison between the SL and the other indexes and morphometric parameters shows that for the flooding phenomenon, the SL index appears more pragmatic and effective than the others, since the interpretation of results occurs concomitantly with analysis of the longitudinal profile, and as the assumptions river hydraulics processes described by Leopold and Maddock (1953).

Keywords: Morphometry. Hydrology. Flooding.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Maciço da Pedra Azul, sobre o qual se encontram as cabeceiras do rio Jucu/ES.....	20
Figura 2- Área de estudo (BHRJ) e compartimentos aqui analisados (CJBN, CJBS, CJBC).....	22
Figura 3: Esquema metodológico do perfil longitudinal.	32
Figura 4: tipos de leito fluvial.	38
Figura 5: Tipos de canais principais pelo critério morfológico e sedimentar.....	40
Figura 6: padrões de canais gerados a partir dos cinco tipos da Figura 5.	41
Figura 7: Alterações na relação entre comprimento do vale, declividade e sinuosidade como resposta ao abaixamento lento do nível de base por isostasia. ..	45
Figura 8: Localização da área de estudo (BHRJ) e compartimentos delimitados (CJBN, CJBS, CJBC).....	48
Figura 9: Precipitação anual na área de estudo e entorno.	49
Figura 10: Estação plúvio e fluviométrica Fazenda Jucuruaba, localizada no distrito de Jucu, Viana.....	53
Figura 11: Unidades Litológicas encontradas na Bacia do rio Jucu/ES.....	59
Figura 12: Unidades Geomorfológicas (Escala Original: 1: 250.000).	61
Figura 13: Hipsometria da bacia do rio Jucu e Compartimentos.	62
Figura 14: Estágios evolutivos de sedimentação litorânea.....	63
Figura 15: Print Screen da tela do Arc-INFO contendo recorte do MDE IEMA/HIPARC.....	66
Figura 16: Print Screen da tela do Arc-Gis contendo parte do procedimento utilizado para geração do mapa de chuvas anuais na BHRJ.	67
Figura 17: Planície de inundação no rio Jucu – Braço Norte, na localidade de Ponto Alto, Paraju, Domingo Martins.....	76
Figura 18: Planície de inundação do rio Jucu – Braço Sul, nas proximidades do km 12 da ES-470 (BR-262 - Paraju/ES).....	79
Figura 19: Planície de inundação do rio Jucu - Baixo Curso, na Localidade de Pedra Mulata, Viana/ES.....	80
Figura 20: Bacia de inundação situada nas imediações do km 35 do rio Jucu – Braço Sul.....	85
Figura 21: Bacia de inundação na altura do km 50 do rio Jucu – Braço Sul, próximo ao km 12 da ES-470, localidade de Suído de Baixo.	86

Figura 22: Sede do município de Marechal Floriano, apresentando uma soleira estrutural na altura do Trecho 13.	87
Figura 23: Lançamento de esgotos “in natura” direto sobre a calha do rio Jucu – Braço Sul, no distrito Sede de Marechal Floriano.	88
Figura 24: Canal fluvial confinado entre muros e construções no distrito Sede de Marechal Floriano.....	88
Figura 25: Bacia de inundação nas imediações de Ponto Alto, Domingos Martins. .	90
Figura 26: PCH São Pedro(imagem aérea de 2007-2008).....	92
Figura 27: PCH São Pedro (imagem aérea de 2014).....	92
Figura 28: Construção sobre a margem do rio Jucu – Braço Norte, na localidade de Ponto Alto, distrito de Paraju, Domingos Martins.	93
Figura 29: A porção diagonal da figura (sentido NE – SW) indica a localização de um <i>knickpoints</i> o que contribui para inundar a porção montante do vale.....	94
Figura 30: Bacia de inundação na localidade de Perobas, Domingos Martins.	95
Figura 31: Bacia de inundação nas imediações do km 51, apresentando canal estreito e tributário pequeno.....	96
Figura 32: Meandros abandonados sobre planície de inundação, situada na localidade de Pedra Mulata, Viana/ES.	99
Figura 33: Meandros abandonados sobre bacia de inundação na Localidade de Pedra Mulata, Viana (imagem aérea de 2007-2008).....	100
Figura 34: Meandros abandonados sobre bacia de inundação na Localidade de Pedra Mulata, Viana (imagem aérea de 2014-2015).....	100
Figura 35: Leito atual do rio Jucu, erodindo curva de meandro. Observe o solapamento da margem côncava e deposição na margem convexa.....	101
Figura 36: Planície de inundação na localidade de Pedra Mulata.....	102
Figura 37: Meandros abandonados com calha e terraços bem preservados.....	102
Figura 38: Erosão de talude. Constatou-se erosão por solapamento da margem côncava concomitante à deposição sobre margem convexa de jusante.....	103
Figura 39: Estuário do rio Jucu, Trecho 37.....	104
Figura 40: Estuário do rio Jucu abrigado ao sopé do promontório da “Pedra da Concha”	105
Figura 41: Cordão litorâneo próximo à foz do Rio Jucu.....	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Parâmetros zonais, referências e significado geomorfológico.....	28
Tabela 2: Parâmetros lineares, referências e significado geomorfológico.	29
Tabela 3: Parâmetros hipsométricos, referências consultadas e significado geomorfológico.....	30
Tabela 4: Tipos de leitos fluviais (TRICART, apud CHISTHOFOLETTI, 1980).....	38
Tabela 5: Classificação dos principais tipos de canais (SCHUMM, 1981).	39
Tabela 6: Classificação dos principais padrões geométricos.....	42
Tabela 7: Classificação genética da rede de drenagem.	43
Tabela 8: Estimativa do período de retorno das vazões máximas anuais na estação fluviométrica Fazenda Jucuruaba (1972 - 2014).	57
Tabela 9: Trechos selecionados para a etapa de campo e feições de interesse.....	70
Tabela 10: Índices e Parâmetros zonais calculados para as sub-bacias e bacia.	71
Tabela 11: Índices e Parâmetros Morfométricos lineares.....	73
Tabela 12: Índices e Parâmetros Morfométricos Hipsométricos.....	75
Tabela 13: Padrões de relevo e declividade média (EMBRAPA, 2013).....	76
Tabela 14: SL e k calculados para o CJBS.....	83
Tabela 15: Valores de SL e k encontrados no CJBN.....	91
Tabela 16: Índice SL e k calculados para o CJBC, da confluência com o rio Jucu – Braço Sul com o rio Jucu – Braço Norte, até a foz.....	97

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1- Lista dos vinte maiores eventos de chuvas máximas diárias (a), chuvas máximas mensais (b), e chuvas máximas anuais (c) registradas no período entre 1951- 2014.	51
Gráfico 2: Estação Fazenda Jucuruaba. Lista dos vinte eventos de vazões máximas mensais (a), vazões máximas diárias (b), e vazões mínimas mensais (c) registradas no período entre 1972 - 2014.....	54
Gráfico 3: Perfis de uma mesma seção transversal do rio Jucu, na estação Fazenda Jucuruaba.....	56
Gráfico 4: Correlação entre área de drenagem (km^2) e comprimento total dos rios (Lt).....	77
Gráfico 5: Correlação entre área de drenagem (km^2) e curso d água principal (L). .	78
Gráfico 6: Perfil longitudinal do rio Jucu, da nascente à foz.	82
Gráfico 7: Perfil longitudinal do rio Jucu – Braço Sul.....	84
Gráfico 8: Perfil longitudinal do rio Jucu – Braço Norte, até a confluência deste com o rio Jucu – Braço Sul.	89
Gráfico 9: Perfil longitudinal do rio Jucu – Baixo Curso.....	98
Gráfico 10: Coeficiente de determinação entre a variável amplitude altimétrica e SL (a) e comprimento do trecho e SL (b).....	108
Gráfico 11: Correlação razão SL/k-SL. Os pontos indicam bacias de inundação com áreas suscetíveis à inundação ajustados em uma função potência.....	108

LISTA DE SIGLAS

BHRJ - Bacia Hidrográfica do Rio Jucu
CJBN - Compartimento Jucu - Braço Norte
CJBS - Compartimento Jucu - Braço Sul
CJBC - Compartimento Jucu - Baixo Curso
COMDEVIT - Conselho de Desenvolvimento Metropolitano da Grande Vitória
CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IEMA - Instituto Estadual do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos do Estado do Espírito Santo
IJSN - Instituto Jones dos Santos Neves
INCAPER - Instituto Capixaba de Pesquisa, Assistência Técnica e Extensão Rural
INMET - Instituto Nacional de Meteorologia
INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MDE - Modelo Digital de Elevação
NASA - Agência Espacial Americana
PEZEE-ES - Programa Estadual de Zoneamento Ecológico-Econômico do Estado do Espírito Santo
RDE - Relação Declividade-Extensão ou Índice de Rack
SRTM - Missão Tripulada Interferométrica por Radar
TOPODATA - Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil
USGS - Serviço Geológico dos Estados Unidos
MNT - Modelo Numérico de Terreno
SIG - Sistema de Informações Geográficas
SRTM - Shuttle Topography Mission
UTM - Universal Transverso de Mercator
ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCPS - Zona de Convergência do Pacífico Sul

SUMÁRIO

1.0 INTRODUÇÃO	15
1.1 MORFOMETRIA E INUNDAÇÕES	15
1.2 JUSTIFICATIVAS DA ÁREA DE ESTUDO	19
1.3 HIPÓTESES.....	23
1.4 OBJETIVOS: GERAL E ESPECÍFICOS	23
2.0 REFERENCIAL CONCEITUAL-METODOLÓGICO	25
2.1 A TEORIA DO EQUILÍBRIO DINÂMICO.....	25
2.2 O MÉTODO MORFOMÉTRICO.....	26
2.2.1 Morfometria	27
2.2.2 Índice SL (<i>Slope-Lenght Index</i>)	31
2.3 PERFIL LONGITUDINAL E EQUILÍBRIO DINÂMICO	34
2.3.1 Índice SL, Níveis de Base Geomórfico e <i>knickpoints</i>	35
2.4 FUNDAMENTOS DE HIDRÁULICA FLUVIAL	36
2.5 CONCEITOS FISIOGRÁFICOS FUNDAMENTAIS.....	38
2.5.1 Tipos de Leitos.....	38
2.5.2 Tipos de Canais.....	39
2.5.3 Padrões de drenagem	42
2.5.4 Processos Fluviais	44
3.0 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	47
3.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	47
3.2 CLIMA	49
3.2.1 Pluviometria	49
3.2.2 Fluviometria	52
3.2.3 Perfil Transversal de Uma Seção do Rio Jucu (Fazenda Jucuruaba)	55
3.2.4 Período de Retorno de Vazões Máximas (Fazenda Jucuruaba)	57
3.4 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA.....	58
4.0 MATERIAIS E MÉTODOS	65
4.1 ORIGEM DOS DADOS	65
4.2 SOFTWARES E APLICATIVOS.....	67
4.3 PROCEDIMENTOS OPERACIONAIS	68
4.3.1 Os Cálculos Morfométricos	68
4.3.2 O Cálculo do Índice SL (<i>Slope-Lenght Index</i>)	68
4.4 TRABALHOS DE CAMPO	69
5.0 RESULTADOS E DISCUSSÃO	71

5.1 ÍNDICES E PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS	71
5.1.1 Índices e Parâmetros Morfométricos Zonais	71
5.1.2 Índices e Parâmetros Morfométricos Lineares	73
5.1.3 Índices e Parâmetros Morfométricos Hipsométricos	74
5.1.4 Análise de Grupos Morfométricos	77
5.2 ÍNDICE SL (SLOPE-LENGTH INDEX).....	81
5.2.1 Compartimento Jucu – Braço Sul (CJBS)	83
5.2.2 Compartimento Jucu – Braço Norte (CJBN)	89
5.2.3 Compartimento Jucu – Baixo Curso	96
5.2.4 Aplicação do Índice SL à Inundação	107
6.0 CONSIDERAÇÕES FINAIS	110
REFERÊNCIAS	112

1.0 INTRODUÇÃO

O todo sem a parte não é todo,
A parte sem o todo não é parte;
Mas se a parte o faz todo sendo parte,
Não se diga que é parte, sendo todo.
Gregório de Matos Guerra (1636-1695).

1.1 MORFOMETRIA E INUNDAÇÕES

Por que vastas regiões litorâneas do Estado do Espírito Santo sofrem inundações, mesmo quando sobre relevos de tabuleiros costeiros (Formação Barreiras), se a altura máxima das ondas na costa (*run-up*), não chega a alcançar a superfície basal de tais áreas?

Em certa medida, a pesquisa inicia-se com a tentativa de responder a essa pergunta formulada durante um trabalho de campo para uma das disciplinas cursadas pelo Autor.

Problemas derivados de inundações¹, como a contaminação de mananciais por esgotos “*in natura*”, destruição de bens móveis, imóveis e infraestruturas, proliferação de vetores endêmicos causadores de doenças e degradação ambiental tem ocorrido com frequência em áreas urbanizadas de vários municípios do Estado do Espírito Santo (ACQUATOOL, 2009; DEINA, 2013; DEFESA CIVIL, 2015).

Sabe-se que a urbanização sobre áreas de vulnerabilidade a inundações tem sido um problema grave e recorrente em nível mundial (CEOS, 2015), que também ocorre, com frequência, em escala local (ACQUATOOL, 2009; DEINA, 2013).

Ao longo dos últimos 30 anos, a parte da população mundial que vive em bacias hidrográficas suscetíveis a inundações aumentou em 114% (CEOS, 2015, p. 3). Em nível global, as perdas econômicas anuais devido às catástrofes naturais superaram os US\$ 100 bilhões, todos os anos, desde 2010 (CEOS, 2015, p. 3).

¹ - O conceito de inundação aqui adotado corresponde ao proposto pelo Ministério das Cidades e Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT (MINISTÉRIO DAS CIDADES/IPT, 2007, p. 91).

Apenas no Estado do Espírito Santo, as chuvas do verão de 2013 provocaram 26 mortes, deixaram 55.000 pessoas desalojadas e mais de 7.000 desabrigadas (DEFESA CIVIL, 2015, p. 15). A destruição da infraestrutura pública e privada causada pela inundação de 2013, por exemplo, até o momento não foi totalmente reconstruída (DEFESA CIVIL, 2015, p. 5).

Como dito, as inundações no interior da Bacia Hidrográfica do Rio Jucu têm sido intensas e recorrentes, causando grandes prejuízos sociais e econômicos. As inundações de 1979, 2005, 2009 e 2013 foram marcantes e ainda se fazem presente na memória dos antigos moradores das áreas inundáveis.

Não obstante os eventos ocorridos, a ocupação antrópica sobre áreas de vulnerabilidade ambiental tem sido adensada e estendida para as bacias de inundação dos afluentes do rio Jucu, bem como sobre as margens do mesmo (ACQUATOOL, 2009; DEINA, 2013).

Essa prática leva a contaminação dos mananciais de abastecimento hídrico por esgotos “*in natura*”, compromete a disponibilidade e qualidade da água fornecida para a população abastecida pelo rio Jucu, além de aumentar o risco de inundações nas áreas ribeirinhas.

Trata-se de uma forma de ocupação com fins urbanísticos, desordenada e irracional. Todavia, eventos naturais que apresentam padrão previsível e regular de recorrência (enchentes e inundações, por exemplo), conhecidos e sistematizados há séculos pelas Ciências da Terra, ainda são rotulados como “desastres naturais” por agentes públicos simpáticos à “indústria do desastre”².

Aos adeptos da “indústria do desastre” é interessante o reiterado reconstruir para que a natureza possa “redestruir”, já que obras públicas emergenciais são dispensadas de licitação, proporciona visibilidade política, apelo midiático, além de contratos obscuros e superfaturados (SIEBERT, 2012, p. 15).

² - A expressão “indústria do desastre” foi extraída do texto de Siebert (2012, p. 15) e refere-se à intencionalidade de determinados agentes públicos obterem vantagens pessoais indevidas em decorrência de eventos naturais por aqueles rotulados como “desastres”.

Os maiores contingentes de vítimas da “indústria do desastre” nos aglomerados urbano-industrial do Brasil são caracterizados pelo baixo nível de instrução (ou escolaridade) e capacidade econômica dos cidadãos, compelidos por políticos oportunistas a construir suas moradias em espaços territoriais não edificáveis como margens de rios e bacias de inundação.

Constata-se, por analogia, que a “indústria do desastre” no Centro-Sul do Brasil só encontra correspondência na “indústria da seca”, da região do semiárido nordestino, deduzidas as respectivas diferenças sociais e culturais de ambos os grupos de cidadãos e eleitores.

A **morfometria** possibilita inferências confiáveis acerca da evolução natural da rede de drenagem e seus fenômenos correlatos, dentre os quais se destacam as capturas fluviais, inversões de relevo, avulsões de leitos e diagnóstico de áreas suscetíveis a inundações. Esse tipo de medida possibilita o levantamento, caracterização e análises dos indicadores geométricos (zonais, lineares, hipsométricos, topológicos) relacionados à forma, ao arranjo estrutural, à interação com vertentes e à rede de drenagem.

A morfometria aplicada ao diagnóstico de inundações tem sido recorrente em trabalhos de geomorfologia e hidrologia, apresentando resultados satisfatórios, particularmente na caracterização dos sistemas hidrográficos (bacia, canais fluviais, vertentes, etc.).

A espécie SL constitui uma variação do gênero morfometria que, embora derivada desse último, revestiu-se de amplo embasamento conceitual acerca da dinâmica fluvial das bacias hidrográficas, com base na gênese e evolução das paisagens, objeto ontológico da ciência Geomorfológica.

Esta pesquisa se encontra estruturada em seis Capítulos, organizados em Introdução, Referencial Conceitual-Metodológico, Caracterização da Área de Estudo, Materiais e Métodos, Resultados e Discussão, Considerações Finais e Referência.

O Capítulo 1.0 traz uma introdução ao objeto de pesquisa (inundação), as justificativas para a escolha da área de estudo, apresenta o objetivo geral, os objetivos específicos e as hipóteses formuladas.

O Capítulo 2.0 apresenta o referencial conceitual-metodológico de ambos os métodos explorados, qual seja, o morfométrico e o índice SL (*Slope-Lenght Index*). Nesse, foram revisados conceitos importantes para a compreensão metodológica como morfometria, índices SL, perfil longitudinal, níveis de base geomórficos, *knickpoints*, fundamentos de hidráulica fluvial e conceitos fisiográficos fundamentais.

O Capítulo 3.0 apresenta a caracterização dos atributos físicos da área de estudo com foco nas características de interesse para o levantamento das áreas suscetíveis a inundação. Foram descritas as características climáticas com ênfase em precipitação e fluviometria, fisiografia dos canais fluviais, geologia e geomorfologia. Os aspectos antrópicos da área se encontram representados no objeto de estudo, i.e., as inundações.

O Capítulo 4.0 apresenta a base de dados, a escala adotada, as principais características dos *softwares* e aplicativos utilizados, bem como os procedimentos técnicos operacionais. A logística, os materiais e métodos necessários à etapa de campo foram descritos em uma seção específica.

O Capítulo 5.0 apresenta os resultados e discussão metodológica. Os resultados morfométricos foram sistematizados em grupos zonais, lineares e hipsométricos, por sub-bacias (compartimentos). As oscilações contemporâneas no nível de base geral (oceano), pela sua relevância para a compreensão das inundações na bacia do rio Jucu, foram tratadas de maneira introdutória. Foram apresentados os dados de campo que subsidiaram a interpretação dos resultados morfométricos pelo método usual e índice SL (*Slope-Lenght Index*).

O Capítulo 6.0 apresenta as conclusões obtidas por ambos os métodos. Foram apresentadas considerações com relação à consistência e aplicabilidade dos métodos investigados na pesquisa, com base na eficácia deles para o diagnóstico de áreas suscetíveis a inundação.

1.2 JUSTIFICATIVAS DA ÁREA DE ESTUDO

O “sistema hidrográfico Jucu” apresenta ampla diversidade de características naturais (clima, litologia, estrutura, morfologia, topografia, padrões de drenagem, entre outros), que permitem a aplicação do método morfométrico e do índice SL de maneira profícua. Essa área possibilita ampliar a análise hidromorfológica de forma inter, pluri, trans e multidisciplinar, a qual, se por um lado, constitui um desafio à parte, por outro, também motiva e estimula.

Além da diversidade de atributos naturais, esse sistema hidrográfico possui importância para o abastecimento hídrico de parte da Região Metropolitana da Grande Vitória, geração de hidroeletricidade e saneamento de cidades como Domingos Martins, Marechal Floriano, Viana, Cariacica e Vila Velha.

Acrescente-se a essas justificativas a necessidade de métodos quantitativos de análises hidromorfológicas aplicados à escala de detalhes. Sabe-se que, por vezes, o técnico ou pesquisador atribuem valores qualitativos à determinada classe de fenômenos naturais que não correspondem ao constatado *in loco*. Essa inconsistência decorre da prática de selecionar alguns poucos elementos da natureza de forma arbitrária, aos quais é atribuído o rótulo de “significativo”, sem levar em conta a especificidade hidromorfológica local.

A subjetividade inerente a cada pesquisador, bem como a expertise do mesmo com relação ao nível de conhecimento da área e do objeto de pesquisa hidromorfológica podem levar a análises pouco ou nada aplicáveis (imprecisas), daí a necessidade de métodos expeditos aplicados à escala de detalhes.

Assim, compatibilizar a teoria com propostas aplicáveis à solução de problemas como a precarização da gestão dos recursos hídricos e ineficácia no ordenamento territorial, i.e., espacial, acrescentam-se às justificativas desta pesquisa.

A Bacia Hidrográfica do Rio Jucu (BHRJ) é constituída por diversos rios, sendo os principais o rio Jucu - Braço Norte e o Jucu - Braço Sul, que possuem suas respectivas nascentes na região montanhosa do maciço da Pedra Azul, desenvolvendo perfis longitudinais divergentes nos primeiros quilômetros,

posteriormente paralelos, no médio curso, e finalmente confluyente na porção aqui denominada Jucu - Baixo Curso (CJBC).

Considerou-se como canal principal do rio Jucu a área drenada pela sua nascente de maior ordem hierárquica (Classificação proposta por Strahler, 1952), combinado com o perfil longitudinal em planta, localizado no casario de Alto Jucu, Coordenada UTM 24 k 289.460.E/7.733.790.N (*Datum* SIRGAS 2000), Domingos Martins até seu exutório localizado no promontório da Pedra da Concha, na Barra do Jucu, Vila Velha/ES, Coordenada UTM 24 k 362.058.E/7.741.155.N (*Datum* SIRGAS 2000)³.

O compartimento Jucu - Braço Norte (CJBN) corresponde à sub-bacia drenada pelo curso hídrico homônimo, tendo como nascente a mesma do rio Jucu – Braço Norte e como exutório a confluência deste com o rio Jucu - Braço Sul, o que ocorre na localidade de São Rafael, município de Viana/ES, Coordenada UTM: 337.199.E/7.744.758.N.

A Figura 1 apresenta o “Maciço da Pedra Azul” sobre o qual se encontram as cabeceiras do rio Jucu – Braço Norte e rio Jucu – Braço Sul.

³ - *Datum* SIRGAS-2000. Adotou-se como padrão o sistema de coordenadas Universal Transverso de Mercator - UTM, *Datum* SIRGAS-2000, Zona 24 k, para todas as localizações descritas na presente pesquisa.

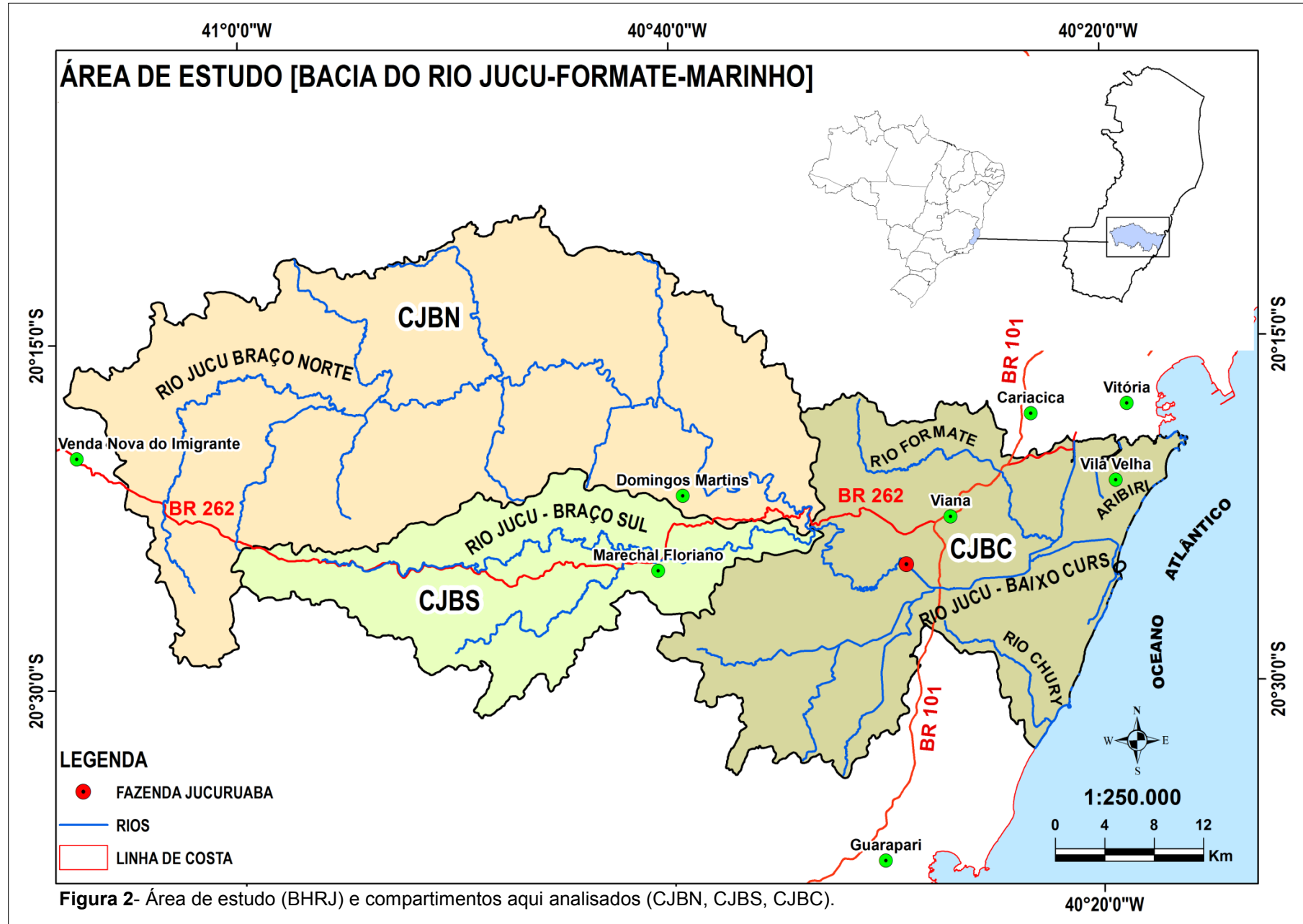


Figura 1: Maciço da Pedra Azul, sobre o qual se encontram as cabeceiras do rio Jucu/ES.

O compartimento Jucu - Braço Sul (CJBS) corresponde à sub-bacia drenada pelo curso hídrico homônimo, tendo como nascente em cota mais alta, com cerca de 1.640 metros, aquela situada na Localidade de São Jorge, Distrito de Pedra Azul, município de Domingos Martins/ES, Coordenada UTM: 290.505.E / 7.741.418.N., e como exutório a confluência desse com o rio Jucu - Braço Norte.

O compartimento Jucu - Baixo Curso (CJBC), corresponde à área drenada pela porção jusante da confluência entre o rio Jucu - Braço Norte com o rio Jucu - Braço Sul, acrescido das sub-bacias dos rios Formate, Marinho, Aribiri e Chury, que foram agrupadas nesse compartimento devido à similaridade dos processos hidromorfológicos e ambientais que ocorrem nessas áreas.

A Figura 2, na página seguinte, apresenta a área de estudo (BHRJ) e compartimentos aqui analisados (CJBN, CJBS, CJBC).



1.3 HIPÓTESES

O conceito de “equilíbrio dinâmico” deve ser compreendido pela perspectiva sistêmica, como resultado do balanço entre processos morfogenéticos e a resistência das rochas. A morfologia (paisagem) deve ser entendida como produto do equilíbrio dinâmico entre vetores como estrutura rochosa, forma geométrica, processo climático e função genética.

Assume-se que os índices e parâmetros morfométricos quando aplicados de maneira generalizada em bacias hidrográficas de dimensões equivalentes ou maiores que a do rio Jucu/ES, para fins de diagnóstico de áreas suscetíveis a inundação, não produz resultados satisfatórios, exceto se os fatores endógenos e exógenos que controlam a rede hidrográfica permanecerem estáveis e em equilíbrio dinâmico.

Infere-se que a morfometria aplicada da forma usual só apresenta resultados satisfatórios em pequenas bacias em que as componentes morfoestruturais e morfoesculturais se anulam em um balanço de energia e massa, em estado de equilíbrio dinâmico conforme a teoria proposta por Hack (1973).

Adotar-se-á a abordagem sistêmica (HACK, 1973) pela qual a evolução do relevo resulta da interação entre processos endógenos e exógenos existentes na paisagem, que se ajustam ao longo do espaço, no decorrer do tempo, daí a analogia com o fragmento da poesia de Gregório de Matos Guerra (1636-1695), citada no caput da Introdução.

1.4 OBJETIVOS: GERAL E ESPECÍFICOS

A partir da teoria do equilíbrio dinâmico, tem-se como **objetivo geral** identificar os condicionantes hidromorfológicos para o diagnóstico do potencial de inundação da Bacia Hidrográfica do Rio Jucu, com base em parâmetros morfométricos usuais e índices SL (*Slope-Lenght Index*).

Feitos os cálculos morfométricos por ambos os métodos (morfometria e índices SL), efetuar-se-á uma análise comparativa dos resultados obtidos, tendo como critério quali-quantitativo a eficácia do método para o diagnóstico das áreas suscetíveis a inundação.

Propõem-se como **objetivos específicos** os seguintes itens:

- Efetuar a caracterização morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Jucu;
- Avaliar a eficácia dos índices e parâmetros morfométricos aplicados em sub-bacias, por meio da correlação dos valores obtidos com aqueles mensurados para a integridade da bacia do rio Jucu;
- Adaptar o método SL (*Slope-Lenght Index*) para aplicação ao diagnóstico de áreas suscetíveis à inundação;
- Identificar, a partir do índice SL e razão SL/k (anomalias de drenagem), bacias de inundação que apresentem feições morfológicas sugestivas de ocorrência de inundação; e,
- Aferir, em campo, a aplicabilidade e eficácia do índice SL para diagnóstico de áreas suscetíveis a inundações.

2.0 REFERENCIAL CONCEITUAL-METODOLÓGICO

2.1 A TEORIA DO EQUILÍBRIO DINÂMICO

A partir da década de 1960, o modelo interpretativo davisiano dominante até meados do século XX foi sendo gradativamente substituído pela análise processual e/ou sistêmica em Geomorfologia (CHORLEY, 1960; CHRISTOFOLETTI, 1980).

O modelo davisiano pressupunha fases antropomórficas de juventude, maturidade e senilidade para a paisagem. A evolução da paisagem seria comandada pelos canais fluviais, durante longos períodos de erosão remontante, sucedendo episódios rápidos de soerguimento crustal, o que daria início a um novo ciclo de erosão (DAVIS, 1899 apud CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 161).

Nesse contexto, a **Teoria do Equilíbrio Dinâmico** proposta por John Tider Hack (1973) surge como uma ramificação da teoria probabilística de evolução da paisagem. Segundo Hack (1973), o equilíbrio fluvial que conduz à evolução da paisagem é alcançado em decorrência de um ajuste das formas aos processos morfogenéticos, que resultam do balanço entre ação erosiva e resistência das rochas.

Como as diversas porções do sistema devem estar ajustadas umas às outras, as alterações que se processam no canal principal estendem-se a todos os tributários. Assim, uma bacia pode estar equilibrada a qualquer tempo, sem que, para essa condição, tenha que chegar à peneplanície.

A concepção sistêmica adotada por Hack (1973) fundamenta-se no conceito de entropia da paisagem⁴, um princípio derivado da segunda lei da termodinâmica, o qual descreve as formas de distribuição de energia no interior de um determinado sistema e possíveis implicações na matéria devido à retroalimentação (*feedback*) derivada da entrada dessa mesma energia (LEITE, 2011, p. 13).

⁴ - Segundo Leopold e Langbein (1962), a entropia do sistema é uma função da distribuição e disponibilidade da energia no sistema e não uma função da sua energia total. O sistema alcançaria um estado estacionário (*steady state*) na situação de balanço de forças e não um estado de equilíbrio do ponto de vista termodinâmico.

Hack (1973) adotou o conceito de equilíbrio dinâmico proposto por Leopold et. al., (1964), segundo os quais, se um rio está em equilíbrio, ou seja, quando sua energia está igualmente distribuída ao longo do mesmo, o produto de sua declividade por sua descarga (deflúvio) seria igual em toda a sua extensão.

Com base em suas pesquisas no vale do rio *Shenandoah* (EUA), Hack (op. cit.) buscou comparar os declives fluviais de modo a abstrair o efeito da diminuição das declividades rio abaixo (resultante da interação entre hidráulica e transporte de sedimentos), de modo a destacar o efeito da variabilidade litoestrutural sobre os declives (LIMA, 2013, p. 3).

2.2 O MÉTODO MORFOMÉTRICO

Análises hidrológicas quantitativas envolvendo índices e parâmetros morfométricos têm sido elaboradas desde a década de 1930. O método morfométrico deriva da corrente epistemológica conhecida como geografia quantitativa ou *theoretical*, consolidada a partir dos trabalhos pioneiros de Robert Horton e Arthur Nevel Strahler (CHRISTOFOLETTI, 1981; CASSETI, 2005; LEITE, 2011).

Os referidos trabalhos forneceram subsídios para inúmeras pesquisas morfométricas que têm contribuído para o entendimento da dinâmica das bacias hidrográficas com foco na gênese e evolução das paisagens.

Quando aplicada a bacias hidrográficas, a morfometria caracteriza-se por:

“dispor um conjunto de procedimentos que concatenam aspectos geométricos e de composição dos sistemas ambientais, servindo como indicadores relacionados à forma, arranjo estrutural e interação entre as vertentes e a rede de canais fluviais” (CHRISTOFOLETTI, 1999, p. 52).

A geografia quantitativa tem como pressuposto uma abordagem aplicada à dinâmica do processo no estudo das formas do relevo, com base em observações detalhadas em campo, medidas quantitativas das formas, modelagem matemática e estatística aplicada a análises sistêmicas (CASSETI, 2005; CHRISTOFOLETTI, 1981; LEITE, 2011).

A bacia hidrográfica tem sido conceituada como um “sistema aberto” no qual os *inputs* de energia e matéria, em interação com o meio ambiente (mudanças climáticas, eventos tectônicos, usos do solo), podem provocar um desequilíbrio e posterior reequilíbrio nos componentes desse sistema, sendo a rede de drenagem um dos principais termômetros de tais mudanças (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Segundo o Ministério das Cidades/IPT (2007, p. 91),

“a inundação ocorre quando a enchente atinge a cota acima do nível máximo da calha principal do rio e assim se dá o extravasamento das águas do canal de drenagem para as áreas marginais (planície de inundação, várzea ou leito maior do rio)”.

O fenômeno difere do conceito de enchente, definida como:

“um processo natural que ocorrem nos cursos de água e consiste na elevação temporária do nível d’água em um canal de drenagem (rio, córrego, riacho, arroio, ribeirão) devido ao aumento da vazão ou descarga” (MINISTÉRIO DAS CIDADES/IPT, 2007, p. 90).

A espécie SL constitui uma variação do gênero morfometria que, embora derivada desse último, revestiu-se de amplo embasamento conceitual acerca da dinâmica fluvial das bacias hidrográficas, com base na gênese e evolução das paisagens.

2.2.1 Morfometria

A morfometria aplicada a bacias hidrográficas correlaciona aspectos estruturais e geométricos dos sistemas ambientais, servindo como indicadores relacionados à forma, arranjo estrutural e interação entre vertentes e rede de canais fluviais (CHRISTOFOLETTI, 1999).

No Brasil, diversos autores têm trabalhado com o método aplicado à análise fluvial (CHEREM et. al., 2008; ACQUATOOL, 2009; PERUCCA; ANGILIERI, 2011; MARTINI, 2012; DEINA, 2013; ALMEIDA et. al., 2013; LIMA et. al., 2013; ROCHA et. al., 2014).

Outras pesquisas contemporâneas correlacionam-se com investigações de natureza litológica e estrutural, principalmente neotectônica (DEMOULIN 2011; GHOSH et. al., 2014), lineamentos (JACQUES et. al., 2014), capturas de drenagem (ANTÓN et. al.,

2014; MARKOSE; DINESH, 2014) e evolução de canais fluviais (CARABALLO-ARIAS et. al., 2014; LAZZARO et. al., 2015).

Christofolletti (1980) propôs sistematizar os índices e parâmetros morfométricos em grupos zonais, lineares, hipsométricos e topológicos conforme a natureza dos dados necessários para geração dos indicadores, o que condicionam a análise possível, bem como, outras conjecturas.

Os **Parâmetros Zonais** indicam as relações entre a rede de drenagem e seu arranjo espacial na bacia. Desse grupo, investigou aspectos como área de drenagem (A), perímetro da bacia (P), fator de forma (Kf), coeficiente de compacidade (Kc), índice de circularidade (Ic) e densidade de drenagem (Dd).

Tabela 1: Parâmetros zonais, referências e significado geomorfológico.

ÍNDICES E PARÂMETROS ZONAIS		
EQUAÇÕES	REFERÊNCIAS	SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO
$A = \text{Área (km}^2\text{)}$	(HORTON, 1932)	Indica a dimensão do sistema hidrográfico e apresenta relação direta com o volume do deflúvio.
$P = \text{Perímetro (km)}$	(HORTON, 1932)	Delimita a área da bacia e indica a forma dela. Indica a extensão da linha de cumeeada.
$Kc = 0,28 \cdot P / \sqrt{A}$ [Eq. 1]	(HORTON, 1932)	Compara a forma da bacia com um círculo de área igual a ela. Essa será mais suscetível à inundação quando o índice resultar próximo da unidade (1).
$Kf = A/L^2$ [Eq. 2]	(HORTON, 1932)	Compara a forma da bacia com um retângulo. Resulta da razão entre largura média da bacia e o seu comprimento axial (distância longitudinal da foz à extremidade).
$Ic = 12,57 \cdot A/P^2$ [Eq. 3]	(MILLER, 1953)	Compara a forma da bacia com um círculo de área um (1). A bacia será mais circular quando o índice se aproximar da unidade, sendo assim mais suscetível à inundação.
$Dd = Lt/A$ [Eq. 4]	(HORTON, 1945)	Indica o grau de dissecamento do relevo. Indica o grau de desenvolvimento do sistema e eficiência de escoamento do deflúvio em relação à área.

Fonte: Organizado pelo Autor.

Parâmetros como Kc, Kf e Ic relacionam a área da bacia com figuras geométricas (retângulo ou círculo) e possibilitam inferências qualitativas acerca do comportamento hidromorfológico dos débitos fluviais.

Os **Parâmetros Lineares** estão associados à rede de drenagem e seu arranjo espacial dentro da bacia. As variáveis morfométricas lineares que representam os processos hidrológicos relacionados ao fluxo fluvial são: o comprimento total dos canais (Lt) e do rio principal (L), a densidade de rios (Dr), o tempo de concentração (Tc) e a hierarquia de drenagem, conforme proposta de Strahler (1952).

Os débitos fluviais com vazão maior que o de margens plenas tende a extrapolar para a bacia de inundação causando graves prejuízos sociais e econômicos em situações de ocupação desordenada sobre áreas suscetíveis ao fenômeno.

Tabela 2: Parâmetros lineares, referências e significado geomorfológico.

ÍNDICES E PARÂMETROS LINEARES		
EQUAÇÕES	REFERÊNCIAS	SIGNIFICADO GEOMORFOLOÓGICO
Lt = Comprimento Total (km)	(HORTON, 1945)	Indica a capacidade de escoamento pluvial e de eficiência de drenagem dos canais fluviais.
L = Comprimento do Rio Principal (km)	(HORTON, 1945)	Indica a distância que uma partícula de água deve percorrer do ponto mais distal da bacia até a seção de referência (bacia de inundação) ou a foz.
Declividade Média do Canal (L) em %	(HORTON, 1945)	Indica o gradiente do canal fluvial. Quanto maior a inclinação, maior a velocidade do deflúvio, o que influencia a potência fluvial.
Densidade de Rios = N/A (rios/km ²)	(HORTON, 1945)	Indica a capacidade de escoamento e de eficiência da drenagem da bacia.
Tempo de Concentração = $57 \cdot (L^3/\Delta H)^{0,385}$ [Eq. 5]	(KIRPICH, 1940)	Possibilita inferências acerca do percurso que uma partícula de água leva para fluir do ponto mais distal do canal principal até a foz de um rio.
Hierarquia de Drenagem	(STRAHLER, 1952)	Compara os canais fluviais de determinado sistema hidrográfico estabelecendo uma hierarquia entre eles, com base na quantidade e porte de tributários.

Fonte: Organizado pelo Autor.

Os **Parâmetros Hipsométricos** definem a tridimensionalidade da bacia e avaliam a amplitude altimétrica do relevo. Serão calculados os parâmetros altitude máxima, mínima e média, a declividade média, a amplitude altimétrica (H) e o índice de rugosidade (Ir).

A altitude e a declividade constituem importantes variáveis de controle da velocidade do escoamento superficial, condicionando o tempo que o deflúvio leva para acumular nos leitos fluviais e bacias de inundação.

Tabela 3: Parâmetros hipsométricos, referências e significado geomorfológico.

ÍNDICES E PARÂMETROS HIPSONÉTICOS		
EQUAÇÕES	REFERÊNCIAS	SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO
Altitude máxima (m)	(CHRISTOFOLETTI, 1980)	Indica a maior cota topográfica. Possibilita inferências sobre gradiente e potência do deflúvio.
Altitude mínima (m)	(CHRISTOFOLETTI, 1980)	Indica a menor cota topográfica. Possibilita inferências sobre gradiente e potência do deflúvio.
Altitude média (m)	(CHRISTOFOLETTI, 1980)	Possibilita inferências sobre o padrão topográfico médio e sua relação com a rede de drenagem.
Declividade média do relevo (%)	(CHRISTOFOLETTI, 1980)	Indica a amplitude da topografia, o que influencia o gradiente do canal fluvial e potência do deflúvio.
Amplitude altimétrica do relevo (H)	(CHRISTOFOLETTI, 1980)	Possibilita inferências sobre bacias de inundação, níveis de base geomórfico e influência de marés.
Índice de rugosidade (Ir) = $H.Dd$ [Eq. 6]	(STRAHLER, 1964)	Indica o grau de dissecamento do relevo, por meio dos processos erosivos e evolução da paisagem.

Fonte: Organizado pelo Autor.

O uso e ocupação do solo, as características edafo-pedológicas, a cobertura vegetal, grau de impermeabilização do solo, dentre outras variáveis, podem acelerar ou retardar a velocidade do escoamento.

2.2.2 Índice SL (*Slope-Lenght Index*)

O índice SL constitui um indicador sensível de mudança na declividade de determinado canal fluvial que, por sua vez, pode estar associado à desembocadura de tributários de caudal expressivo, a diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato lítico e/ou à atividade tectônica (ETCHEBEHERE et. al., 2006).

Esse índice resulta do antagonismo entre forças erosivas, que retiram materiais, e forças tectônicas, que adicionam materiais, em interação com as estruturas que aceleram ou retardam tais forças (HACK, 1973).

No Brasil, o índice SL tem sido utilizado em pesquisas relacionadas a análises litoestruturais, neotectônica, capturas de drenagem e evolução de canais fluviais, mas não foram encontrados trabalhos aplicados ao diagnóstico de áreas suscetíveis à inundação (ETCHEBEHERE et. al., 2006; LIMA, 2013; MONTEIRO et. al., 2014).

A relação entre confluência de grandes tributários e aumento no índice SL é relatada em diversas pesquisas, porém as bacias de inundação e respectivas planícies aluviais não foram exploradas a fundo, com relação ao fenômeno das inundações (ETCHEBEHERE et. al., 2006; MONTEIRO et. al., 2014).

O índice SL possibilita inferências acerca das áreas onde ocorrem importantes rupturas de gradiente, também denominadas de rupturas de declive ou *knickpoints*, havendo, então, a possibilidade da identificação objetiva de patamares de relevo por meio dos valores de anomalias encontradas (MONTEIRO et. al., 2014).

A eficácia do índice SL depende de uma relação consistente entre o comprimento do canal e a área de drenagem, o que ocorre na maioria dos ambientes fluviais naturais. Por isso, é importante que seja considerado, no cálculo, o comprimento do maior curso d'água (até sua nascente) à montante do trecho para o qual o índice esteja sendo calculado, sem interrupções, mesmo que haja diferentes confluências com outros rios (HACK, 1973).

Segundo Monteiro et. al. (2014), na proposição desse índice foi sugerido que os trechos analisados fossem delimitados a cada entrada de um afluente no tronco

principal, pois, ao receber uma carga adicional de água e sedimentos, a competência da drenagem principal é igualmente alterada.

A essência desse índice SL vincula-se aos processos de hidráulica fluvial, pois o pressuposto fundamental é que o perfil longitudinal do canal apresente equilíbrio dinâmico entre a área de drenagem, o gradiente do canal e o deflúvio (LEOPOLD; MADDOCK, 1953).

As bacias de inundação interiores constituem indicadores confiáveis da localização de níveis de base geomórfico e podem ser identificadas a partir de anomalias no índice SL. A confluência de tributários caudalosos é uma das causas de anomalias no índice SL, ao tempo em que também podem indicar a localização de determinado nível de base geomórfico ou *knickpoints*.

A **Figura 3** representa um perfil longitudinal conforme proposta de Hack (1973).

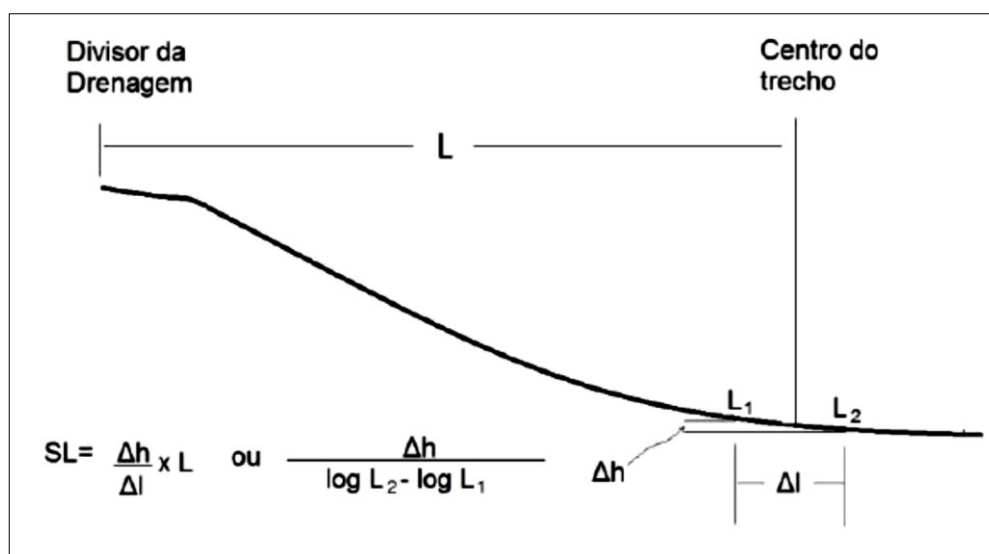


Figura 3: Esquema metodológico do perfil longitudinal.

Fonte: Hack (1973 apud MONTEIRO, 2014).

O índice SL consiste na diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um curso d'água (Δh), dividida pela tangente da extensão do referido segmento (Δl), multiplicada pela metade do comprimento do curso d'água para o qual o índice está sendo calculado (L), em direção montante, até a nascente do mesmo.

Para o canal integral, utiliza-se o índice k calculado pela diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um curso d'água (Δh), dividido pela diferença do logaritmo natural da seção de referência ($\log. L^2$) até a nascente do referido curso hídrico ($\log. L^1$). Em se tratando do canal integral, a seção de referência será a confluência com outro curso hídrico, um lago ou a foz.

Para o cálculo do canal integral (k), o eixo das abscissas (distância da nascente) deve ser calculado em escala logarítmica e o eixo das ordenadas em escala aritmética (altitude), de modo que o resultado gráfico seja uma parábola côncava para cima, quando se tratar de rios equilibrados (HACK, 1973).

Essa operação matemática requer a utilização correta do perfil semilogarítmico para evitar que, ao invés de calcular a tangente da distância pela declividade, venha a se calcular uma reta secante a mesma (HACK, 1973). Nesse caso, o erro é função da razão e quanto menor essa razão, maior é o erro. O erro não é significativo até que essa razão atinja o valor de 2,0 ou 1,0. De maneira geral, é recomendável que seja menor que o valor do perfil longitudinal (HACK, 1973).

Para evitar equívocos com relação ao significado matemático das equações, utilizou-se as abreviações “SL” para o cálculo dos segmentos de canal fluvial e “ k ” para o canal integral, conforme sugerido por Lima (2013, p. 11).

$$SL = (dH/dL).L, \text{ eq. 7;}$$

onde o índice SL é calculado pelo quociente da amplitude altimétrica e distância da nascente até a porção mediana do trecho considerado, e,

$$k = dH/(\ln L^2 - \ln L^1), \text{ eq. 8;}$$

onde o índice k (eq. 8) representa um perfil semilogarítmico e equivale ao produto da declividade do perfil convencional pela distância da nascente. O declive calculado apenas com os dados da diferença altimétrica (dH) e do logaritmo do comprimento total do canal ($\ln L^2 - \ln L^1$) é a tradução de um perfil ideal côncavo. O comprimento de cada segmento do canal, localizado entre dois níveis topográficos distintos, tende a aumentar exponencialmente na medida em que se consideram distâncias maiores em relação ao ponto de origem do canal (HACK, 1973).

A origem do canal (cabeceiras) deve ser considerada no local onde os processos fluviais começam a predominar, mantendo-se a padronização da nascente até a metade do trecho para o qual o índice está sendo calculado (LIMA, 2013).

Dessa forma, o uso do índice SL para o canal integral é matematicamente possível, porém tal representação não se mostra geomorfologicamente consistente, pois, na natureza, não se encontram canais naturais com taxas de declividades constantes, exceto em pequenos trechos (LIMA, 2013).

O índice SL constitui uma grandeza adimensional, portanto, podem ser utilizadas quaisquer unidades de medidas no cálculo dos parâmetros, desde que seja mantido o mesmo padrão para o eixo das ordenadas e das abscissas (HACK, 1973).

2.3 PERFIL LONGITUDINAL E EQUILÍBRIO DINÂMICO

Os canais de drenagem são esculpidos quase que concomitantemente ao soerguimento do relevo, de forma que o índice SL sugira um valor indicativo da competência erosiva de um determinado curso hídrico.

O perfil longitudinal deve refletir o estado de equilíbrio da drenagem, pois qualquer alteração (soerguimento, subsidência, flexuras, etc.) leva-a a se ajustar em busca de um novo equilíbrio, erodindo seu próprio leito ou gerando agradação (HACK, 1973).

Um ponto passível de discussão acerca desse enfoque refere-se justamente à equação que representa o perfil longitudinal teórico de um curso de água equilibrado. Considera-se discutível o expoente a ser utilizado na parábola, bem como a própria escolha desse tipo de curva. É provável que não haja uma curva representativa de todo o perfil fluvial de um rio (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Em um rio equilibrado, não se verifica agradação ou entalhe do talvegue em função do deflúvio, havendo tão somente o transporte da carga sedimentar (*bypassing process*) aportada em seu canal fluvial (HACK, 1973). O tempo necessário para que uma drenagem readquira o equilíbrio porventura perdido ou ao menos um estágio de *quasi-equilibrium* não pode ser quantificado com precisão, entretanto, foi admitido como pequeno, em termos geológicos (LEOPOLD E LANGBEIN, 1962).

O estado de estabilidade é atingido e mantido pela interação mútua das características do canal, tais como declividade, forma do perfil transversal, rugosidade e padrão do canal. Assim, se houver alteração de energia, o sistema reagirá às modificações e se desenvolverá até alcançar novo estado de estabilidade (CHRISTOFOLETTI, 1981; SCHUMM, 1993).

Os rios equilibrados são identificados por apresentar um perfil côncavo, ou seja, possíveis alterações em seu curso levam a um ajuste do deflúvio, podendo intensificar a incisão no seu próprio leito ou sofrer agradação em busca de um equilíbrio estático.

2.3.1 Índice SL, Níveis de Base Geomórfico e *knickpoints*

As bacias de inundação interiores constituem indicadores confiáveis da localização de níveis de base geomórfica e podem ser identificadas a partir de anomalias no índice SL. A confluência de tributários caudalosos constitui um dos indicadores de anomalia no índice SL, ao tempo em que também podem indicar a localização de um nível de base geomórfico.

Nesta pesquisa, o nível de base geomórfico foi definido como:

“um nível hipotético abaixo do qual uma corrente fluvial não poderá erodir seu vale, sendo então o nível operativo mais baixo para processos de denudação continental, e o nível médio do mar, para o caso global” (CHRISTOPHERSON, 2012, p. 709).

A confluência de tributários caudalosos, por vezes, ocorre junto às bacias de inundação e podem gerar anomalias no índice SL. A confluência de determinado tributário, se apresentar um índice SL anômalo, poderá indicar o limite de diferentes níveis de base geomórfica, portanto, compartimentando as bacias de inundação suscetíveis ao fenômeno “inundação”.

Dessa forma, as anomalias de drenagem (razão SL/k) servem como indicador apropriado de áreas suscetíveis a inundações, indicando alvos elegíveis para pesquisa *in situ*, aumentando a efetividade da análise hidromorfológica sistêmica.

O índice SL possibilita inferências confiáveis acerca dos processos de hidráulica fluvial (relação entre a área de drenagem, o gradiente do canal e a vazão fluvial), bem como a localização espacial de diferentes níveis de base geomórfica, relacionados ou não com a confluência de tributários caudalosos.

O escalonamento na unidade geomorfológica dos Patamares Escalonados do Sul Capixaba apresenta muitos *knickpoints*, isolados ou não, cuja concentração em determinados locais resultou na formação de *knickzonas* (VERVLOET, 2015).

Os *knickpoints* também produzem anomalias no índice SL e podem delimitar níveis de base geomórfica de expressão local, com ou sem bacia de inundação vinculada a eles.

2.4 FUNDAMENTOS DE HIDRÁULICA FLUVIAL

As pesquisas de Hack (1957) no vale do rio *Shenandoah* (E.U.A), que teriam embasado a proposta do índice SL, por volta de 1973 (HACK, 1973), assimilaram muito dos conhecimentos difundidos pela equipe do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), principalmente os trabalhos coordenados por Luna Bergere Leopold e Valter Langbein.

Entre as principais pesquisas desse período, tem-se a obra “geometria hidráulica dos canais e suas implicações fisiográficas [tradução nossa]”, de Leopold e Maddock (1953), clássico de hidráulica fluvial que muito influenciou os estudos dessa época.

Leopold e Maddock (op. cit.) destacam que há correlações positivas bem ajustadas entre os parâmetros geométricos do canal fluvial e a área de drenagem, sendo este pressuposto fundamental para a Teoria do Equilíbrio Dinâmico.

Afirmam que os eventos de magnitude moderada e de ocorrência relativamente frequente controlam a forma do canal, de modo que os deflúvios de margens plenas surgem como os de maior poder efetivo na esculturação do canal, pois as ondas de fluxo escoam com ação morfogenética ativa sobre margens e leito, possuindo competência suficiente para movimentar o material detrítico.

Na geometria hidráulica, as mudanças ocorrem basicamente com o aumento da vazão que provoca um aumento na mesma taxa na largura e na profundidade. Para fazer a comparação entre seções, é necessário que as vazões tenham um mesmo intervalo de recorrência, ou seja, a mesma frequência.

Segundo Leopold e Maddock (1953), o aumento no deflúvio provoca um leve aumento na largura da seção, uma pequena diminuição na rugosidade hidráulica e alguma mudança na declividade superficial da água. Afirmam que a mudança maior ocorre na carga de sedimentos em suspensão que aumenta rapidamente e em maior proporção que qualquer outro fator.

As correlações ocorrem por meio de funções potenciais, quais sejam:

$$W=aQ^b \quad \text{eq. 9}$$

$$D=cQ^f \quad \text{eq. 10}$$

$$V=kQ^m \quad \text{eq. 11}$$

Onde: W é a largura superficial, D a profundidade média, V a velocidade do fluxo e Q a vazão. As letras a , c e k são coeficientes b , f e m são expoentes.

Considerando que: $Q = W.D.V$, a soma dos expoentes (b , f , m) e o produto dos coeficientes (a , c , k) é igual a 1,0.

Para as três primeiras variáveis, os referidos autores relatam que, sobre condições variadas, as modificações podem ser descritas através das seguintes equações:

$$l = aQ^b, \quad d = cQ^f, \quad v = kQ^m; \text{ onde,}$$

l = largura, Q = deflúvio, d = profundidade média e v = velocidade média.

Assim, os expoentes das equações 1, 2 e 3 representam a inclinação de suas respectivas retas de ajuste. Os coeficientes dessas equações representam interseção das retas quando a vazão tende à unidade (1) e, portanto, não seriam muito importantes para a geometria hidráulica (LEOPOLD; MADDOCK, 1953).

Embora cientes da importância da geometria hidráulica para esta pesquisa, não se dispõem de série de dados fluviométricos suficientes para a aplicação do método na bacia e sub-bacias analisadas.

2.5 CONCEITOS FISIOGRÁFICOS FUNDAMENTAIS

2.5.1 Tipos de Leitos

A fisiografia fluvial compreende especialmente os **tipos de leito**, os **tipos de canal** e os **padrões de rede de drenagem**.

Os tipos de leito podem ser classificados em leito de vazante, leito menor, leito maior e leito maior excepcional (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Tabela 4: Tipos de leitos fluviais (TRICART, 1966 apud CHISTHOFOLETTI, 1980).

TIPOS DE LEITO	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS
Vazante	Porção do canal regularmente ocupada pelas águas, mesmo durante a estação seca. É a linha de maior profundidade ao longo do leito fluvial.
Menor	Porção do canal ocupada pelas águas do rio regularmente e, pelo menos uma vez ao ano, durante as cheias. A frequência e intensidade do fluxo tende a impedir o crescimento de vegetação.
Maior	Porção do canal ocupada durante o estágio de cheias, quando o deflúvio preenche plenamente a calha fluvial e transborda para a planície de inundação. É regularmente ocupado pelas cheias ao menos uma vez a cada ano.
Maior Excepcional	Porção do canal ocupado durante as grandes cheias, quando a planície de inundação é totalmente inundada até o nível dos terraços fluviais. É submerso em intervalos irregulares, mas, por definição, nem todos os anos.

Fonte: Organizado pelo Autor.

A Figura 4 apresenta os principais tipos de leito fluviais (TRICART, 1966, apud CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 83).

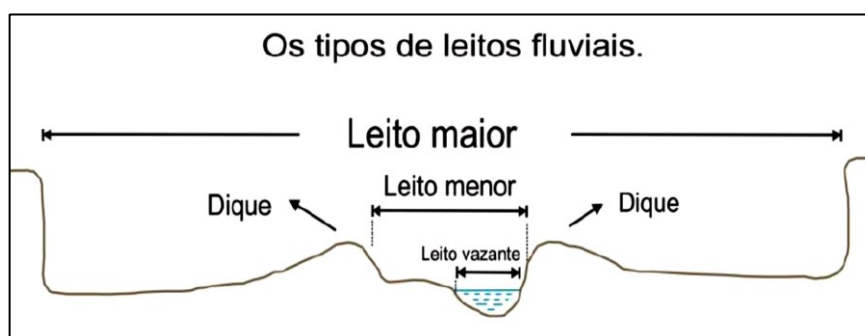


Figura 4: tipos de leito fluvial. **Fonte:** Tricart (1966 apud CHRISTOFOLETTI, 1980).

2.5.2 Tipos de Canais

O perfil fluvial reflete o ajuste do canal à sua seção transversal pela interação de variáveis como deflúvio, carga sedimentar, gradiente, largura, profundidade, velocidade do fluxo e rugosidade do leito. Os canais fluviais classificam-se em retilíneos, anastomosados ou meandantes, mas admitem que na natureza possa ocorrer uma gradação completa entre esses tipos “extremos”, em determinado canal ou segmento deste (CHRISTOFOLETTI, 1980; SUGUIO; BIGARELLA, 1990).

Os Canais Retilíneos, geralmente, são curtos, associados a um leito rochoso homogêneo, com baixa sinuosidade. Os Canais meandantes são encontrados em rios de regiões úmidas, cobertas por vegetação, onde as proporções de descargas sazonais são estáveis e a carga de sedimentos a ser transportada é relativamente baixa em virtude da topografia suavizada e da cobertura vegetal (SUGUIO; BIGARELLA, 1990).

Os Canais Anastomosados são formados em condições de elevada carga sedimentar no leito, quando o transporte de grandes quantidades de sedimentos se faz necessário e o rio não tem competência para fazê-lo, depositando-o no próprio leito. Esse, então, se ramifica em canais pequenos e rasos que fluem desordenados por entre ilhas assimétricas e barras arenosas (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Schumm (1981) propôs uma síntese morfológica que se aplica a todos os tipos de canais naturais conhecidos, com base em critérios sedimentológicos e formas destes, resultando em cinco tipos principais e quatorze formas mistas (Tabela 5).

Tabela 5: Classificação dos principais tipos de canais (SCHUMM, 1981).

TIPO	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DO CANAL PRINCIPAL
1	Canais retilíneos com migração de ondas.
2	Canais retilíneos com migração de ondas de areia e/ou talvegue sinuoso.
3	Canais meandantes com alta sinuosidade de igual largura ou canais meandantes mais largos nas curvas que nos cruzamentos.
4	Canal de transição meândricos para entrelaçado.
5	Canal tipicamente entrelaçado (<i>braided</i>).

Fonte: Elaborado pelo Autor.

A mudança de um determinado padrão para outro não ocorre de maneira contínua (regular), mas ocorrem modificações abruptas nos processos de hidráulica dos canais, que podem ter como consequência a passagem abrupta de um padrão para outro (SCHUMM, 1981).

A Figura 5 apresenta os tipos principais de canais fluviais, com base no critério morfológico e sedimentológico (SCHUMM, 1981).

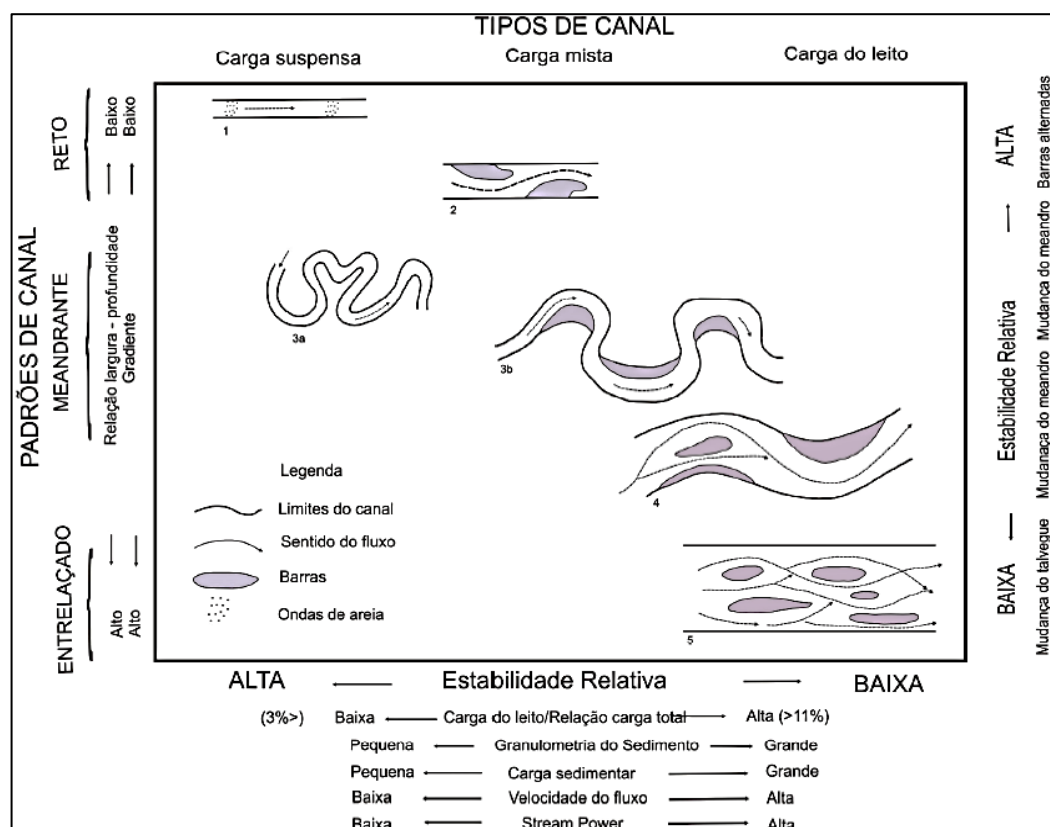


Figura 5: Tipos de canais principais pelo critério morfológico e sedimentar.

Fonte: Schumm (1981 apud VERVLOET, 2009).

A partir dessa premissa, Schumm (1981) propôs a noção de limiar geomórfico (thresholds), comportamento episódico (episodic behavior) e de resposta complexa (complex responses).

O limiar geomórfico constitui um indicador do quanto uma feição fluvial pode permanecer estável frente às forças e pressões dos processos atuantes no sentido de modificá-las. Constitui uma medida da resiliência da natureza frente aos *inputs* naturais e antrópicos que pode ser percebido como uma medida da entropia do sistema fluvial.

O comportamento episódico deriva de um conjunto de processos que geram novas formas de relevo como resultante do rompimento dos limiares geomórficos na busca de novo equilíbrio. Resulta de uma adaptação a eventos extremos, de maior magnitude, ou situações capazes de romper o limiar geomórfico.

A Figura 6 exemplifica diferentes padrões de canais conforme predomínio da carga de leito (A), carga mista (B) ou carga suspensa (C).

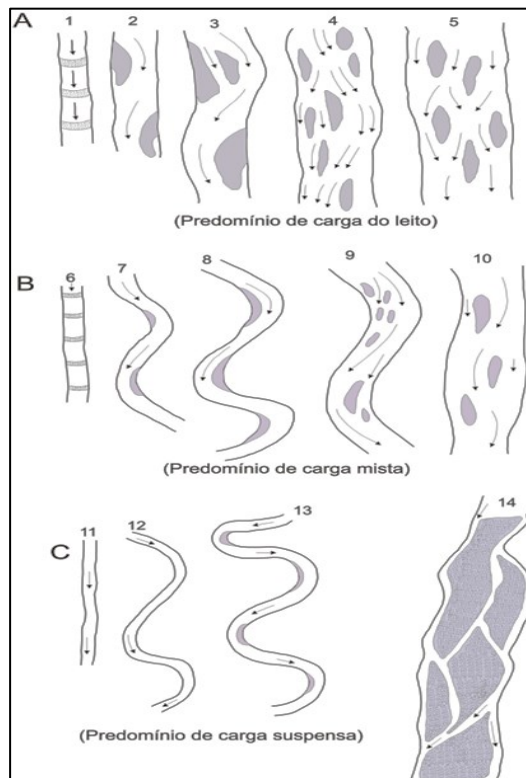


Figura 6: padrões de canais gerados a partir dos cinco tipos da Figura 5.

Fonte: Schumm (1981, apud VERVLOET, 2009).

A resposta complexa refere-se a eventos de menor potencial, mas capazes de romper o limiar geomórfico, consequentemente, tornando incerta a resposta da feição geomórfica em direção a novo equilíbrio. Trata-se de um desajuste sincrônico com a capacidade de resiliência da feição geomórfica que pode evoluir para diferentes direções de reequilíbrio, em escala de tempo variável.

Em síntese, temos que o comportamento morfológico de um determinado canal pode variar como adaptação ao rompimento de determinado limiar geomórfico (*thresholds*), por algum tipo de comportamento episódico (*episodic behavior*), podendo resultar em uma resposta complexa (*complex responses*).

2.5.3 Padrões de drenagem

Os padrões podem ser classificados com base em critérios como a forma do escoamento, a gênese dos canais ou a geometria (CHRISTOFOLLETTI, 1980; SUGUIO; BIGARELLA, 1990). Os padrões de drenagem de uma bacia hidrográfica dependem de variáveis como clima, topografia, cobertura vegetal, tipo de solo, litologia, estrutura das rochas, dentre outras.

Pelo critério da forma de escoamento, os rios se classificam em exorréicos (quando o fluxo deságua diretamente no mar), endorréico (o fluxo drena para uma depressão interior ou se perde), arréico (quando não há nenhuma estruturação no escoamento), criptorréicas (quando as águas fluem sobre rochas cársticas, com trechos subterrâneos) (CHRISTOFOLLETTI, 1980).

Pelo critério geométrico, os padrões de drenagem podem ser classificados em dendrítico ou arborescente, treliça, retangular, paralelo, radial, anelar e irregular.

A Tabela 6 sintetiza os padrões geométricos e principais características, conforme Christofolletti (1980) e Suguio; Bigarella (1990).

Tabela 6: Classificação dos principais padrões geométricos.

PADRÃO	CARACTERÍSTICAS E SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO
Dendrítico (Pinada)	Este padrão se desenvolve sobre rochas com comportamento homogêneo, estratificadas, cortadas por fraturas espaçadas. A drenagem pinada constitui uma variação do padrão dendrítico, quando controlada por declives regionais (canais consequentes).
Treliça	Ocorre sobre estruturas sedimentares homoclinais (estratos inclinados paralelos), estruturas falhadas e cristas de anticlinais. Os rios são controlados por sequências de estratos inclinados e paralelos, que apresentam resistência variada à erosão.
Retangular	Este padrão caracteriza-se por reticulados retos originados por falhas e diaclases. Adapta-se a condições estruturais e tectônicas que originam confluências em ângulos quase retos.
Paralelo	Neste, os rios são poucos ramificados, mantêm espaçamento regular entre si devido a controles estruturais. Ocorrem em áreas com declividade acentuada (camadas resistentes de inclinação uniforme) ou em locais com presença de falhas paralelas ou ainda lineamentos.

Radial (Centrípeto ou Centrífuga)	A drenagem radial desenvolve-se em diferentes embasamentos e estruturas. Quando os rios nascem próximos de um ponto comum e se irradiam para todas as direções, a drenagem é classificada como radial centrífuga (domos, cones vulcânicos, morros isolados). Ao contrário, quando a drenagem converge para uma posição mais baixa, é classificada como radial centrípeta (crateras vulcânicas, depressões topográficas).
Anelar	A drenagem anelar apresenta padrão concêntrico, entalhada sobre camadas estratificadas duras e moles. Esta é típica de áreas dômicas profundamente entalhadas (domos dissecados, cones vulcânicos estratificados).
Irregular	Este padrão surge em áreas com recente sedimentação, erosão ou soerguimento, onde a drenagem não teve tempo suficiente para se organizar.

Fonte: Organizado pelo Autor.

A Tabela 7 sintetiza os padrões geométricos e principais características, pelo critério da gênese (SUGUIO; BIGARELLA, 1990).

Tabela 7: Classificação genética da rede de drenagem.

TIPO	CARACTERÍSTICA GENÉTICA DA REDE DE DRENAGEM
Consequentes	O rio consequente é determinado pela inclinação do terreno e coincide, em geral, com o mergulho das camadas, originando cursos retilíneo e paralelo fluindo em direção às partes baixas.
Subsequentes	O rio subsequente é controlado pela estrutura rochosa e acompanha as linhas de fraqueza (lineamentos, falhas, juntas, diaclases). Em áreas sedimentares, flui perpendicular à inclinação das camadas.
Obsequentes	O rio obsequente flui em sentido inverso à inclinação das camadas. Quando flui em sentido inverso à inclinação das camadas, descendo das escarpas até o rio subsequente, forma um canal de pequena extensão, que corre no sentido contrário ao do rio consequente.
Ressequentes	O rio ressequente flui na mesma direção dos rios consequentes, porém, nasce em nível topográfico mais baixo, no reverso das escarpas, e desemboca em um rio subsequente, sendo esse tributário de um rio consequente.

Antecedentes	O rio antecedente resulta do antagonismo de forças como soerguimento e denudação, entalhando seu curso de maneira suficientemente rápida, sendo, portanto, contemporâneo ao evento tectônico regional.
Superimpostos	Os rios superimpostos cortam estruturas antigas dobradas, a partir de superfície plana ou sedimentar, sobre terrenos pré-cambrianos, seguindo o declive geral do terreno, passando a cortar as rochas do embasamento.
Insequentes	Os rios insequentes fluem conforme a morfologia do terreno, em múltiplas direções. Não apresentam controle geológico aparente (áreas de topografia plana ou com rochas homogêneas ígneas).

Fonte: Organizado pelo Autor.

2.5.4 Processos Fluviais

Os processos fluviais principais podem ser agrupados em erosão (corrosão, corrasão, cavitação, eversão), transporte (suspensão, dissolução, saltação, rolamento, tração) e deposição (sedimentação, estratificação, laminação) (SUGUIO; BIGARELLA, 1990).

No terço superior de determinado canal, a energia potencial transforma-se parcialmente em energia cinética, modelando o curso e vencendo a resistência ao movimento. À medida que a fricção diminui, eleva-se a energia disponível para o trabalho (CHRISTOFOLETTI, 1981).

A força de resistência (fricção) exercida pela água em função de obstáculos ao longo do leito e velocidade de fluxo é alterada, fazendo com que, no curso inferior, a energia potencial seja quase toda consumida para vencer as forças de resistência ao fluxo e assim manter o movimento.

Schumm et. al. (2002), explicitam a relação entre o comprimento do vale e inclinação do canal, considerando que esse possa manter o gradiente mesmo que haja lento acréscimo na inclinação do vale por movimentos epirogênicos (eustasia, isostasia, soerguimentos, subsidência, dentre outros).

Intervenções antrópicas contribuem para mudanças nos níveis de base local. Um

barramento, por exemplo, tem efeito semelhante ao de uma falha de rejeito vertical ou até mais drásticos, tendo em vista que a sua construção é um processo menos gradual que a maioria dos fenômenos tectônicos, mesmo em áreas de tectônica ativa. Nesse caso, há uma adaptação de todo o perfil fluvial numa escala temporal relativamente pequena (LANA, 2010).

A evolução morfológica de canais fluviais que drenam diretamente para as planícies costeiras, sobretudo em sua porção mais distal, sofre influência direta das oscilações dos níveis de base geral, caracterizada por mares e oceanos. A elevação do nível do mar pode levar a uma nova fase de agradação marinha e fluvial.

A magnitude da agração no continente tende a ser decrescente à medida que se desloca em direção às nascentes, levando a um aumento na sinuosidade do canal. Havendo redução na declividade, a sinuosidade pode diminuir ou o rio se tornar entrelaçado (LANA, 2010). As alterações nos níveis de base geomórfico constituem resposta perceptível em escala de tempo histórica (humana) e não apenas geológica (Figura 7).

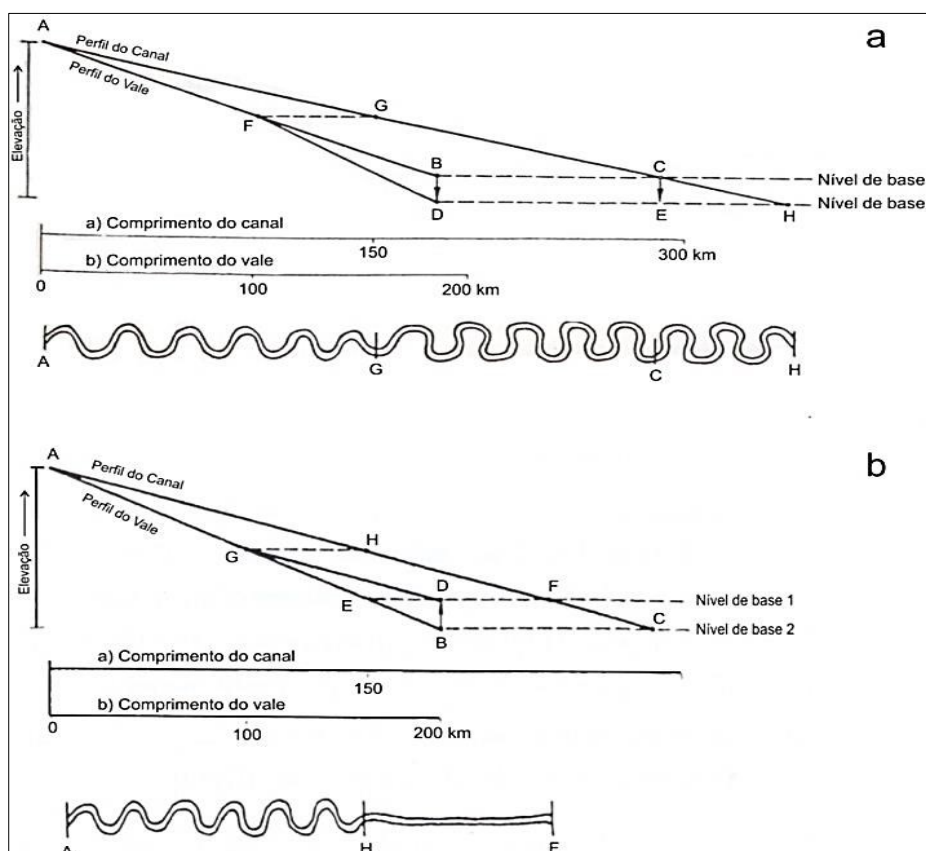


Figura 7: Alterações na relação entre comprimento do vale, declividade e sinuosidade como resposta ao abaixamento lento do nível de base por isostasia. **Fonte:** Schumm (1981 apud VERVLOET, 2009).

A Figura 7 mostra as adaptações do padrão de rios em resposta à descida e subida do nível de base por isostasia. Em “a”, um rebaixamento do nível de base provocaria um aumento na declividade do vale de B para D e um aumento no comprimento do canal de C para H, sem mudança na declividade. Em “b”, uma elevação do nível de base de B para D teria como efeito a diminuição da declividade do vale e uma redução do comprimento do canal.

Segundo Lana (2010) os canais entrelaçados apresentam maior abundância em barras a montante e jusante do foco do soerguimento, onde se tornam mais canalizados e apresentam terraços. Havendo subsidência, os canais apresentaram maior número de barras (inclusive transversas), bem como se tornarão canalizados a montante e a jusante da zona abatida. Já os canais meandantes passarão a exibir um padrão reticulado a montante das zonas de soerguimento e a jusante das zonas de subsidência (LANA, 2010).

Pressupõe-se, que o padrão atual da rede de drenagem observada na bacia do rio Jucu/ES seja, principalmente, resultante dos processos de erosão diferencial sobre diferentes litoestruturas comandadas por mecanismos climáticos e eustáticos.

3.0 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A Bacia Hidrográfica do Rio Jucu (BHRJ), com área de 2.221 km², localiza-se integralmente em território Espírito Santense, apresentando como principais afluentes os rios Jucu - Braço Norte e Jucu - Braço Sul. Situa-se entre os paralelos 20°05'S e 20°40'S e meridianos 40°05'W e 41°20'W, enquadrando-se na região central e leste do Estado do Espírito Santo.

O acesso à área de estudo pelo modal rodoviário, partindo da Capital, pode ser feito atravessando uma das três pontes que ligam a Ilha de Vitória ao continente, quais sejam: a) Ponte Florentino Avidos (Cinco Pontes); b) Ponte do Príncipe (Segunda Ponte); e c) Ponte Darcy Castello de Mendonça (Terceira Ponte).

O acesso à porção média e montante da bacia, que correspondem ao curso médio e superior do rio Jucu - Braço Norte, respectivamente, pode ser feito por meio da BR 262, Rodovia ES 060, ES 165, ES 470, ES 389, dentre outras vias pavimentadas ou estradas sem pavimentação. O acesso à sub-bacia do rio Jucu – Braço Sul pode ser feito também pela Ferrovia Centro Atlântica. O interior da bacia hidrográfica é bem servido de vias de acesso, particularmente nas porções ribeirinhas, em cujas proximidades o adensamento de moradores ocorre com maior frequência.

O uso e ocupação da terra ocorrem principalmente por meio de práticas agropecuárias. Também ocorrem atividades industriais e de serviços nos distritos sedes dos municípios. Para mais informações sobre os aspectos socioeconômico da população da bacia do rio Jucu, sugere-se os trabalhos elaborados por ACQUATOOL (2009) e DEINA (2013).

A palavra “Jucu” é de origem Tupi-Guarani e “significa árvore de canela”, o que sugere que esta espécie arbórea nativa pudesse ser comum na região, dada a justa homenagem prestada pela pragmática toponímia dos nativos (ACQUATOOL, 2009).

A Figura 8, na página seguinte, apresenta a área de estudo e seus compartimentos.

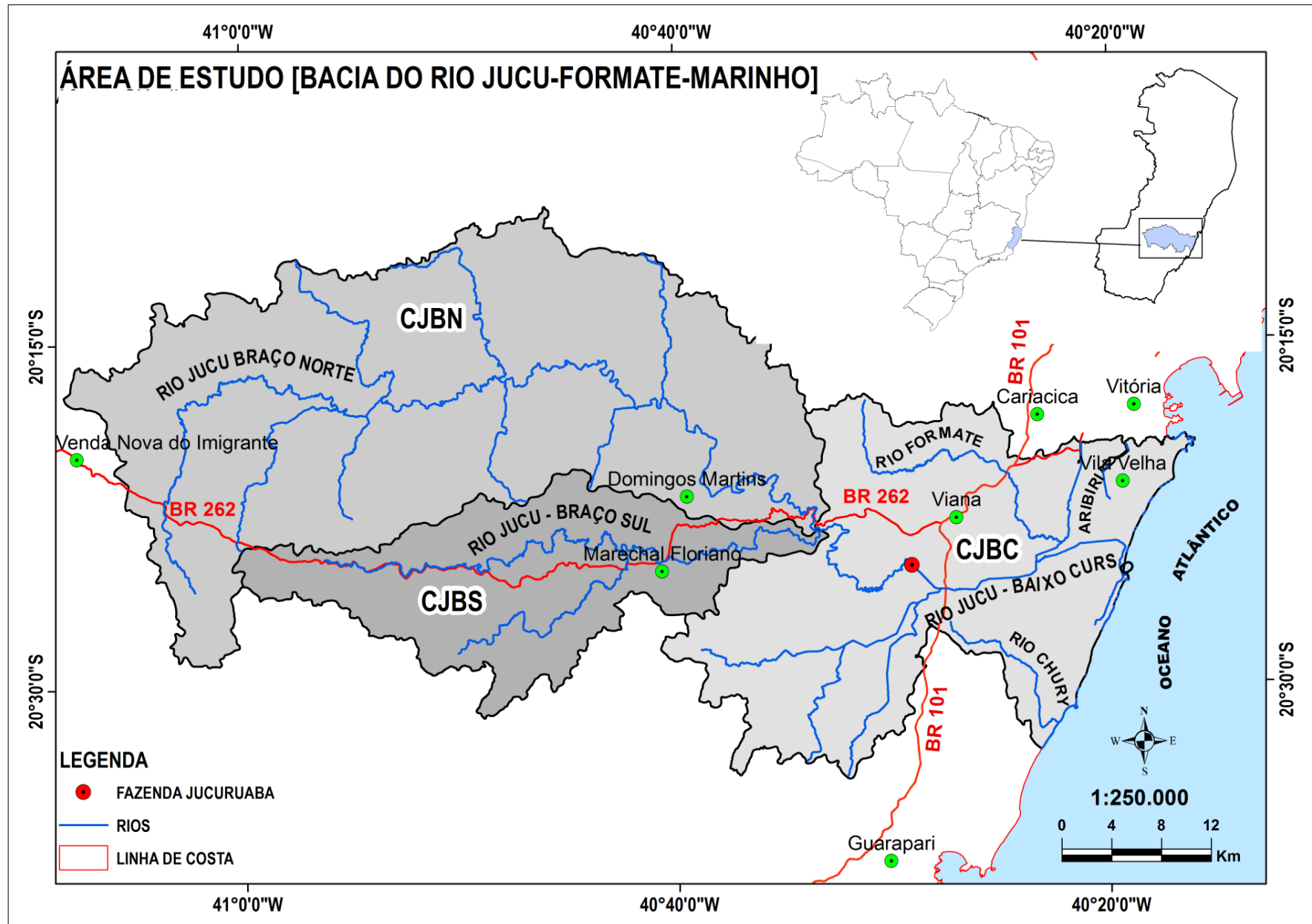


Figura 8: Localização da área de estudo (BHRJ) e compartimentos delimitados (CJBN, CJBS, CJBC).

3.2 CLIMA

3.2.1 Pluviometria

Na área de estudo as dinâmicas atmosféricas atuantes diferem pouco das observadas no Estado do Espírito Santo. Estas são controladas pela célula de Alta Pressão Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), pelo avanço periódico de frentes polares Antárticas, e oscilações da Zona de Convergência do Atlântico Sul - ZCAS (SANT'ANNA NETO, 2005).

As ZCAS caracterizam-se por episódios de chuvas prolongadas e inundações. Os mecanismos que as originam não são ainda totalmente conhecidos, porém estudos indicam que este sistema sofre influências de fatores remotos como a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), que regulam o início, duração e localização da ZCAS no Sudeste Brasileiro (SANT'ANNA NETO, 2005). Em escala local, a amplitude topográfica interfere tanto nas temperaturas médias ou absolutas quanto nos índices pluviométricos médios (Figura 9).

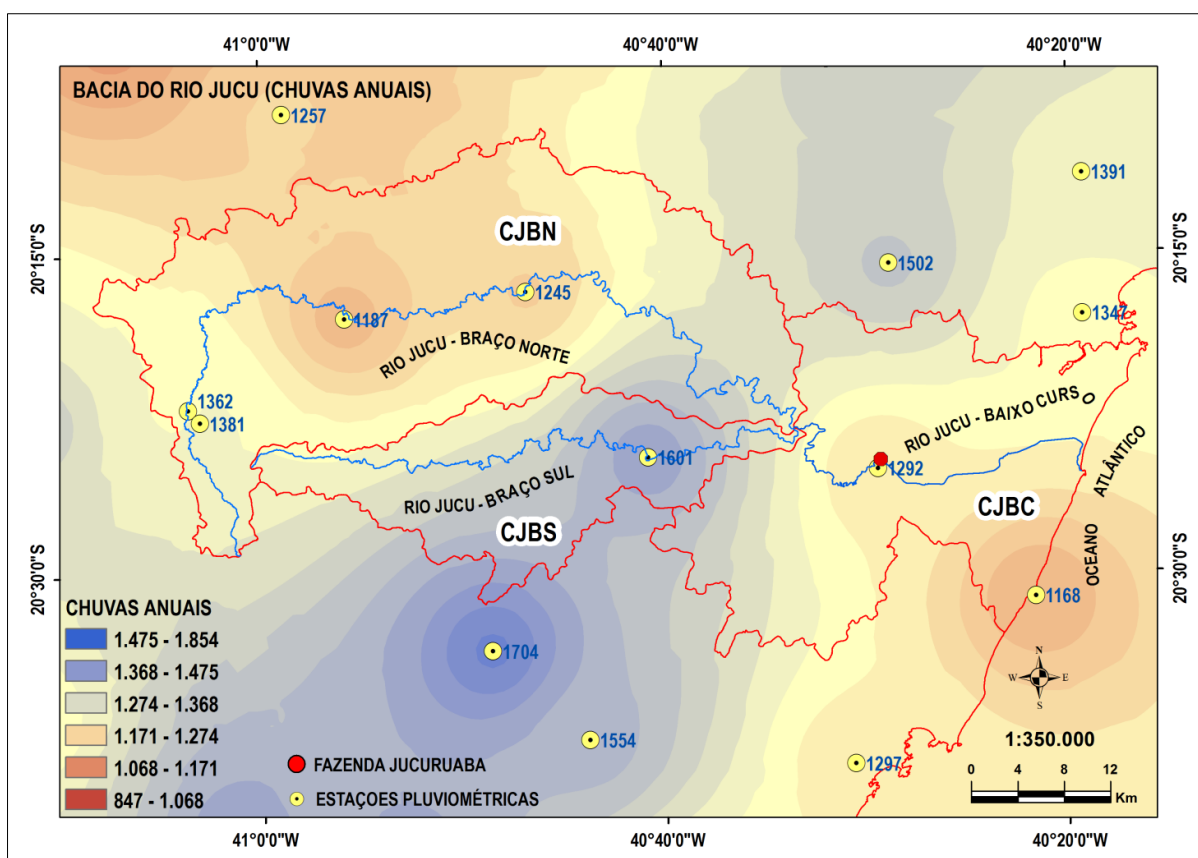


Figura 9: Precipitação anual na área de estudo e entorno. **Fonte de dados:** (ANA, 2015).

Com relação à classificação climática, a área apresenta tipos caracterizados pela letra A (tropical) e C (mesotérmico), predominando variações para Aw (quente e úmido, com estação seca no inverno e verão chuvoso), Am (úmido sem estação seca pronunciada), e Cf (temperado úmido sem estiagem), conforme metodologia de W. Koeppen (INMET, 2014; INCAPER, 2014).

O tipo climático Aw é influenciado pela proximidade com o mar, pelo padrão de circulação atmosférica, correntes oceânicas, latitude e topografia relativamente plana. Nos meses de inverno, a chegada ocasional de frentes frias provoca alterações nos índices térmicos e pluviométricos médios para esse tipo climático (INMET, 2014; INCAPER, 2014).

A temperatura média é superior a 18°C no mês mais frio do ano, com precipitações médias oscilando entre 1.100 e 1.300 mm/ano. No litoral o tipo Aw apresenta-se com temperaturas elevadas, com poucas oscilações, e os meses de inverno têm uma pequena estiagem devido à proximidade oceânica (INMET, 2014; INCAPER, 2014).

Já para o clima tropical de altitude (Am), a temperatura mínima pode ficar abaixo de 10°C nos meses mais frios do ano, com precipitações oscilando entre 1.500 mm/ano podendo atingir até 2.000 mm/ano (INMET, 2014; INCAPER, 2014).

O tipo climático temperado úmido (Cf) é caracterizado por apresentar temperaturas médias superiores a 22°C, com precipitação abundante no verão, sem apresentar estiagem, e nenhum mês do ano com precipitação menor que 60 mm. Esse tipo ocorre no distrito Sede de Domingos Martins, por exemplo, onde os totais pluviométricos anuais podem ultrapassar os 2.000 mm (INMET, 2014; INCAPER, 2014).

Em geral, os tipos climáticos observados na BHRJ possibilitam a ocorrência de chuvas mesmo nos meses mais secos, tipicamente nos meses de inverno, entre junho e agosto (INMET, 2014; INCAPER, 2014).

A série anual com as 20 maiores precipitações do período analisado (1951-2014), com base nos dados registrados pela Agência Nacional de Águas (ANA, 2015) para a Estação Fazenda Jucuruaba (Código: 2.040.001), demonstra que por vários anos

as chuvas excederam o valor de 1.800 mm/anuais, valor de referência para distinção entre o clima úmido e subúmido.

A máxima anual ocorreu no ano de 1968 (2.174,8 mm), seguido de 2013 (1.985,6 mm), e 2005 (1.948, mm), respectivamente (Gráfico 1).

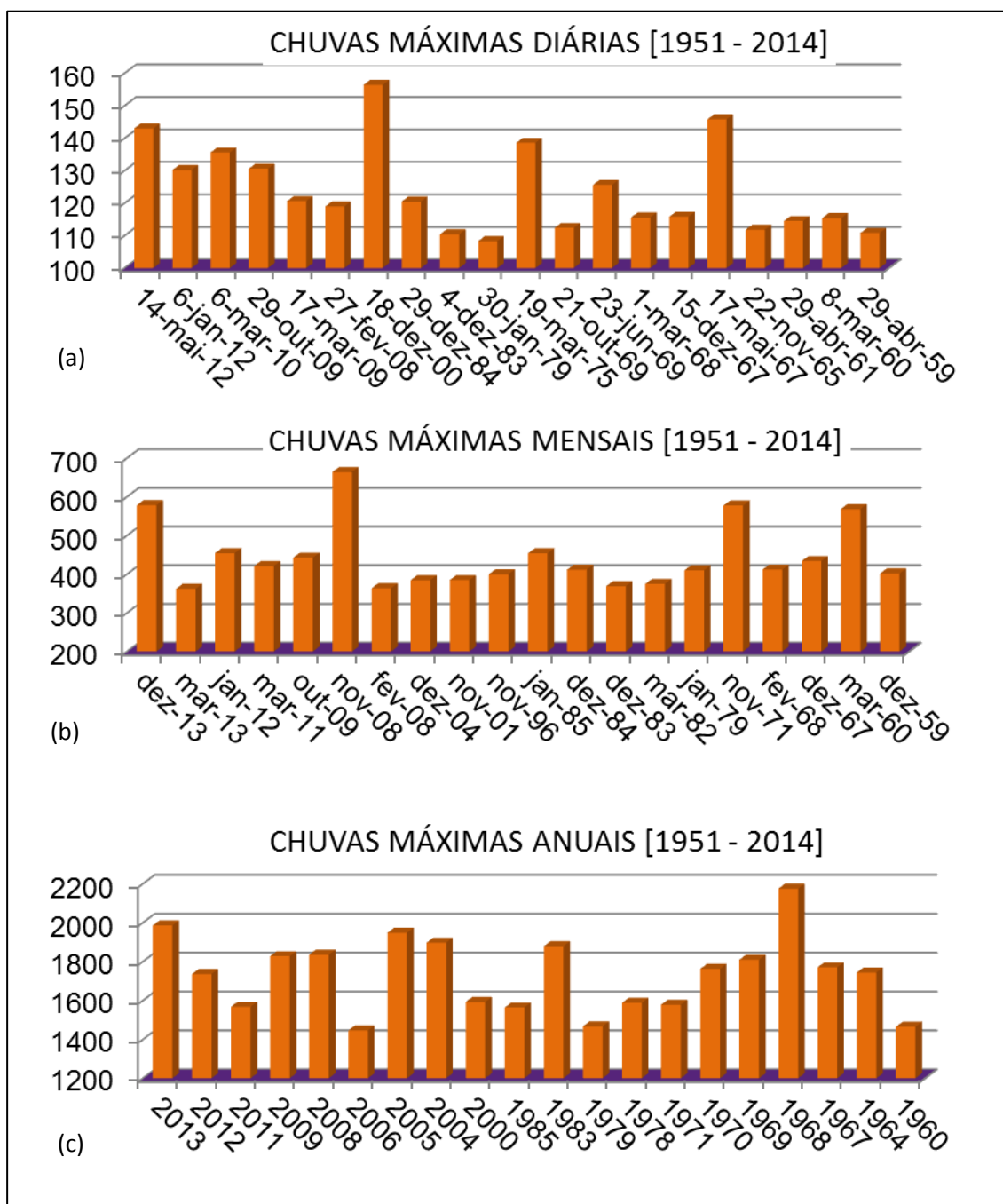


Gráfico 1- Lista dos vinte maiores eventos de chuvas máximas diárias (a), chuvas máximas mensais (b), e chuvas máximas anuais (c) registradas no período entre 1951- 2014.

Fonte de dados: ANA (2015).

A série mensal com as 20 maiores chuvas do período demonstra que por vários meses as chuvas excederam os 400 mm/mês. A máxima mensal ocorreu em novembro de 2008 (663,8 mm), seguido de dezembro de 2013 (578 mm), e novembro de 1971 (577,3 mm), respectivamente (Gráfico 1).

A análise da série com as máximas mensais indica a predominância das maiores chuvas durante os meses de verão, principalmente no mês de novembro (final da primavera) até o mês de março (final do verão).

A Série de chuvas máximas diárias do período demonstra que em vários dias (24 horas) ocorreram chuvas que excederam os 100 mm diários. A máxima diária ocorreu em 18/12/2000 (156,4 mm), seguido do dia 17/05/1967 (145,8 mm), e 14/05/2012 (143 mm), respectivamente.

Conforme o gráfico 1, não há relação direta entre eventos de chuvas máximas diárias e meses com registros de chuvas máximas mensais, como poderia se supor. A explicação para esta não linearidade se deve a que os eventos extremos (plúvio e fluviométricos) apresentam baixa frequência, elevada intensidade e pequena duração (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 76).

3.2.2 Fluviometria

A fluviometria correlaciona-se com a pluviometria, já que os rios definem os níveis de base geomórfico local, os quais recebem grande parte das águas de chuva. Essa constitui uma variável importante para o diagnóstico de inundações, pois a amplitude do nível da lâmina d'água indica o limiar entre uma simples enchente, que pode ser conceituada como a maior cheia anual e uma inundação (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 75).

Os hidrogramas de cheias não ocorrem instantaneamente, pois parte das águas de chuvas são retidas pelo solo e vegetação, e mesmo as partículas que chegam ao canal fluvial podem demorar algum tempo para fluir do ponto mais distal do canal fluvial até a seção de referência, isto é, o tempo de concentração (KIRPICH, 1940).

Com relação ao débito, a média das vazões mensais calculada para a estação fluviométrica Fazenda Jucuruaba (Código: 57.230.000), localizada no baixo curso do rio Jucu, no município de Viana, teria oscilado entre 16,26 m³/s e 39,69 m³/s, apresentando como vazão mínima 8,84 m³/s (em setembro de 2003) e máxima 109,89 m³/s (em janeiro de 1985) (ACQUATOOL, 2009, p. 72).

Segundo Acquatool (2009), a maior média anual registrada para a estação fluviométrica Fazenda Jucuruaba ocorreu em 1985, com um valor de 42,56 m³/s, enquanto que a menor média teria ocorrido em 1989, com um débito de 17,49 m³/s. A média das vazões anuais teria sido de 26,10 m³/s (desvio padrão de 6,65 m³/s e coeficiente de variação de 0,25), correspondendo a uma vazão específica de 15,44 l/s/km², (ACQUATOOL, 2009, p. 72).



Figura 10: Estação plúvio e fluviométrica Fazenda Jucuruaba, Jucu, Viana. Código: 20.40.001 e 57.230.000, respectivamente.

Com vistas a atualizar as informações fluviométricas, analisou-se os dados da estação Fazenda Jucuruaba, contemplando também os últimos anos (1972 a 2014), com base nos registros disponibilizados pela Agência Nacional de Águas (ANA, 2015).

A série histórica aqui considerada descartou o período entre 1968 e 1971, bem como de 1990 a 1993, devido à ocorrência de mais de um mês com falhas nos registros, também, contemplou dados consistidos e não consistidos.

A série com as 20 maiores vazões mensais do período entre 1972 e 2014 demonstra que por vários meses a soma das vazões médias excedeu o valor de 2.000 m³/s (Gráfico 2). A vazão média mensal foi calculada em 26,2 m³/s (Gráfico 2).

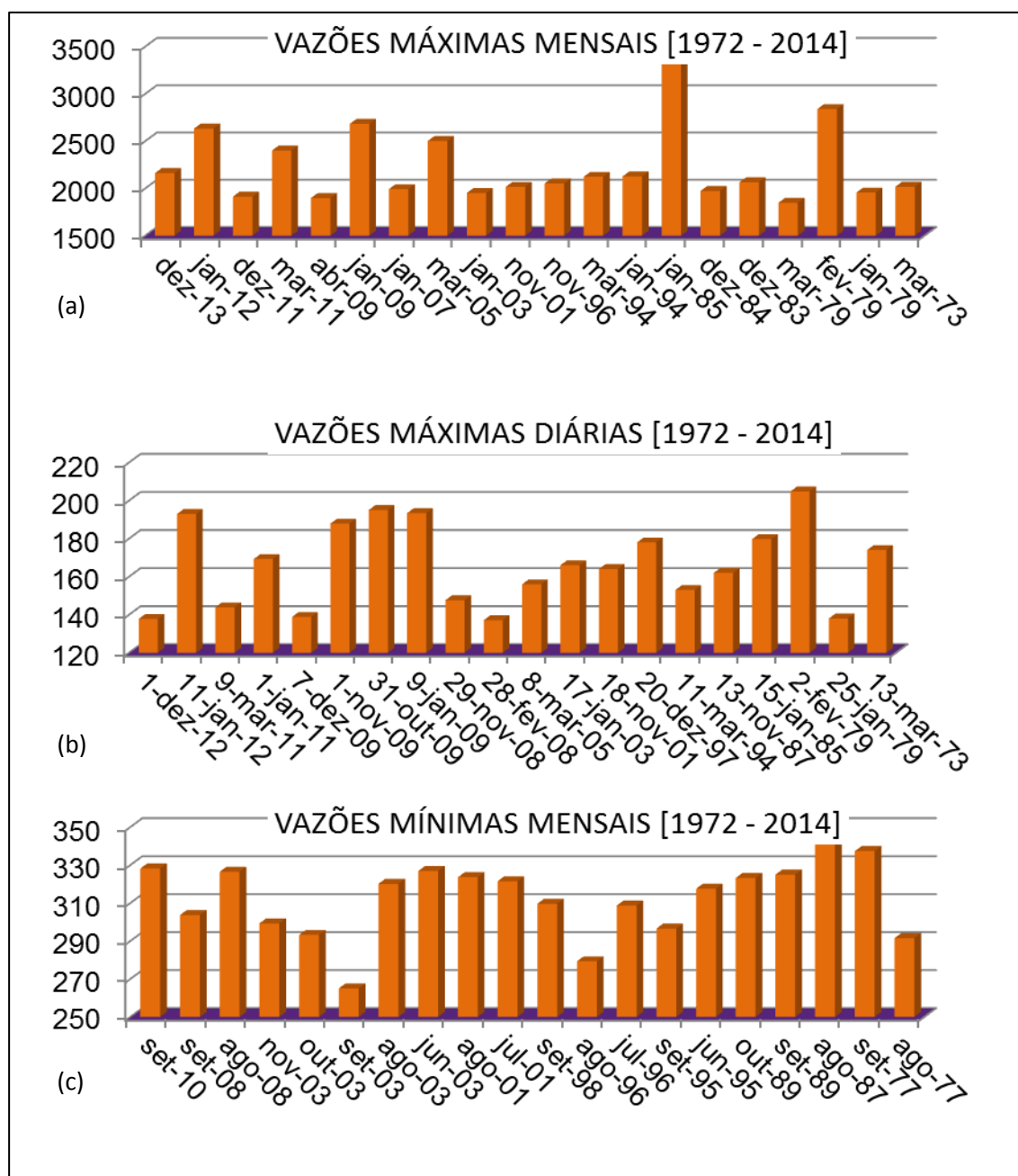


Gráfico 2: Estação Fazenda Jucuruaba. Lista dos vinte eventos de vazões máximas mensais (a), vazões máximas diárias (b), e vazões mínimas mensais (c) registradas no período entre 1972 a 2014.

Fonte de dados: ANA (2015).

A média das vazões mínimas mensais foi calculada em 17,2 m³/s e a média das máximas mensais em 51,9 m³/s (Gráfico 2). As maiores vazões médias totais foram registradas no mês de janeiro de 1985 (3.406 m³/s), janeiro de 2009 (2.682 m³/s) e fevereiro de 1979 (2.389 m³/s), respectivamente.

Com relação às vazões mínimas mensais totais, a menor média registrada ocorreu em setembro de 2003 (265, m³/s), seguida de agosto de 1996 (279,3 m³/s), e agosto de 1977 (291,5 m³/s). As maiores vazões diárias foram registradas, respectivamente em 02/02/1979 (204,8 m³/s), em 31/10/2009 (195, m³/s), e 01/01/2009 (193,4 m³/s).

As maiores vazões ocorrem durante o final da primavera e verão no hemisfério sul, prevalecendo nos meses de verão. Ao contrário do que se constatam para o verão, os meses com menores deflúvios ocorrem no inverno, prevalecendo os meses de agosto e setembro (Gráfico 2).

Os totais das mínimas mensais contrastam com os totais das vazões máximas mensais por serem várias unidades menores, o que demonstra forte amplitude no deflúvio durante as grandes cheias. A série histórica completa apresenta vários eventos de deflúvios que provavelmente causou inundações na BHRJ, particularmente no baixo curso do rio Jucu.

3.2.3 Perfil Transversal de Uma Seção do Rio Jucu (Fazenda Jucuruaba)

As características do perfil transversal de determinado canal possibilita importantes inferências acerca dos processos de hidráulica fluvial que ocorrem em um sistema hidrográfico (LEOPOLD E MADDOCK, 1953).

As mudanças no perfil transversal do rio Jucu na localidade de Fazenda Jucuruaba, no período entre 1972 e 2014 foram marcantes e correlacionáveis com as mudanças que ocorreram no interior da bacia, particularmente com relação ao uso e ocupação das terras.

A redução drástica na cobertura florestal substituída por culturas agro-silvo-pastoris, bem como práticas de manejo do solo equivocadas, tem contribuído para uma redução nas taxas de percolação das águas de chuvas, consequentemente gerando

hidrogramas de cheias nos canais fluviais e planícies de inundação adjacentes (DEINA, 2013).

Leopold e Maddock (1953) afirmam que o aumento nos hidrogramas de cheias provoca alterações na largura da seção transversal e alguma diminuição na rugosidade do canal, mas, a mudança mais significativa ocorre na carga de sedimentos em suspensão que aumenta rapidamente e em maior proporção que qualquer outro fator.

O Gráfico 3 apresenta cinco perfis de uma mesma seção transversal da calha do rio Jucu, na estação Fazenda Jucuruaba.

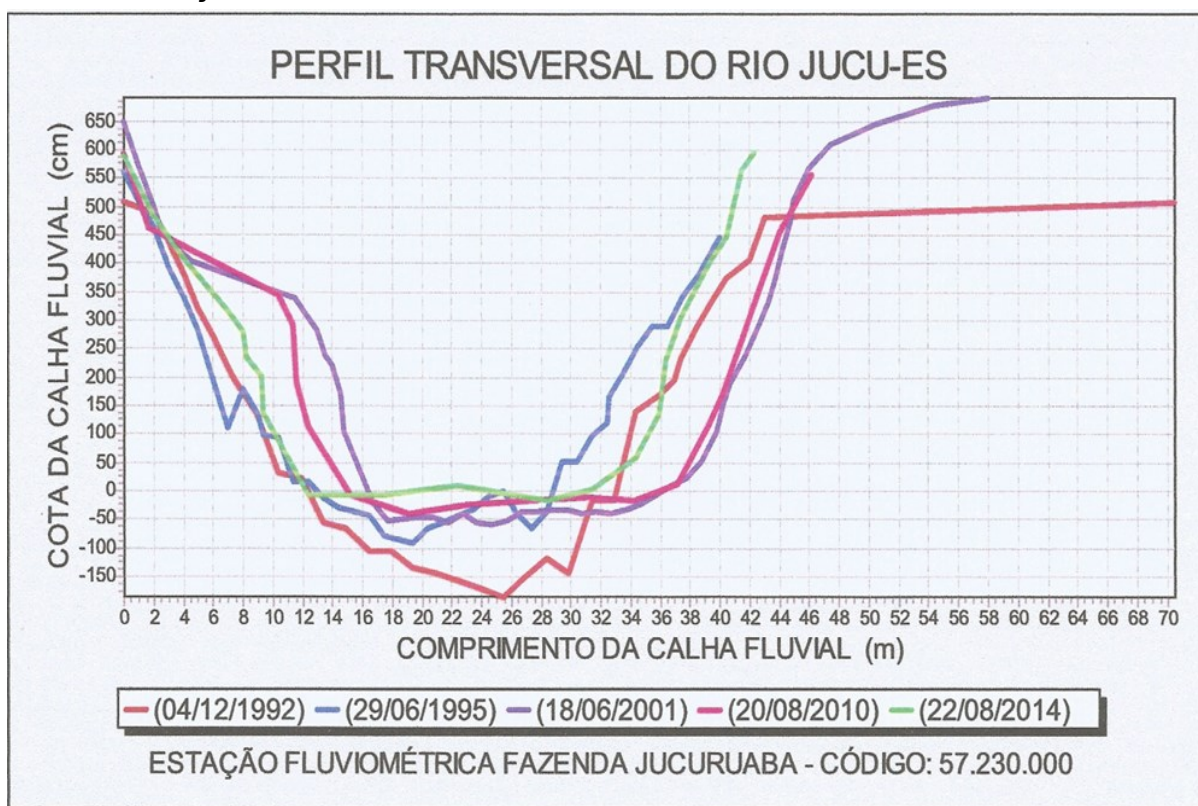


Gráfico 3: Perfis de uma mesma seção transversal do rio Jucu, na estação Fazenda Jucuruaba.

Fonte de dados: HIDRO 1.2 (ANA, 2015).

Os perfis referentes a dezembro de 1992 (vermelho) e junho de 1995 (azul) apresentam calha mais profunda e irregular que os demais, com valores negativos que chegam a menos de duzentos mm (-2 m) em relação à cota de referência. A morfologia da calha fluvial sugere maior entalhamento do fundo do leito, apresentando cota de deflúvio de até 500 mm (5 m). O perfil de junho de 2001 (roxo) e agosto de 2010 (lilás) apresentam morfologia diferenciada dos perfis anteriores.

Há um deslocamento significativo da margem direita, enquanto as cotas elevam-se significativamente chegando a ultrapassar os 650 mm (6,5 m). A profundidade da calha durante a medição foi de apenas -50 mm (-0,5 m) em relação à cota de referência.

A lâmina de água no perfil de 2010 (lilás) apresentou profundidade um pouco menor que o de 2001 (roxo), ambos próximos a cota de fundo de -50 mm (-0,5 m). Nessa ocasião parece haver um aumento significativo no processo de assoreamento do leito do rio, o que pode ter contribuído para o alargamento das margens.

O perfil de agosto de 2014 (verde) apresenta morfologia com alargamento das margens e elevação da cota máxima que chegou a 600 mm (6 m). O assoreamento do fundo do leito se fez mais perceptível apresentando cotas de fundo com até -23 mm (-0,23 m) a -50 mm (-0,5 m).

3.2.4 Período de Retorno de Vazões Máximas (Fazenda Jucuruaba)

O Período de Retorno de um evento hidrológico é o tempo médio, em anos, em que determinado deflúvio é igualado ou superado pelo menos uma vez (TUCCI, 2003). A possibilidade de uma vazão de valor “n” voltar a ocorrer é entendida como a probabilidade de ocorrência de um valor igual ou superior à referência, para determinado intervalo de tempo medido em anos.

A Tabela 8 apresenta os valores de retorno das vazões máximas anuais para a estação Fazenda Jucuruaba, calculados por diferentes métodos pelo Sistema Computacional para Análises Hidrológicas - SISCAH 1.0.

Tabela 8: Estimativa do período de retorno das vazões máximas anuais na estação fluviométrica Fazenda Jucuruaba (1972 - 2014).

TEMPO (anos)	PEARSON TIPO 3	LOG PEARSON 3	LOG NORMAL 2	LOG NORMAL 3	GUMBEL	MÉDIA
05	148.893 m³/s	147.361 m³/s	147.145 m³/s	149.236 m³/s	150.441 m³/s	148.615 m³/s
10	167.756 m³/s	172.445 m³/s	167.506 m³/s	167.353 m³/s	174.324 m³/s	169.876 m³/s
25	189.445 m³/s	206.089 m³/s	192.325 m³/s	187.907 m³/s	204.499 m³/s	196.053 m³/s

50	204.348 m³/s	232.621 m³/s	210.274 m³/s	201.901 m³/s	226.885 m³/s	215.205 m³/s
100	218.369 m³/s	260.457 m³/s	227.843 m³/s	214.989 m³/s	249.106 m³/s	234.152 m³/s

Fonte: Organizado pelo Autor.

Utilizou-se intervalo de confiança de noventa e cinco por cento (95 %), descartando-se, portanto os meses com mais de cinco por cento (5%) de falhas na série considerada (1972 a 2014).

O período analisado indica que num interstício de cinco anos podem ocorrer deflúvios da ordem de 148.615 m³/s, sendo este valor superior à média das máximas mensais que foi de 51,9 m³/s.

Considerando um período de retorno de 10 anos tem se deflúvios da ordem de 169.876 m³/s, e em 50 anos é possível atingir valores de vazões máximas com até 215.205 m³/s. Já para um período de retorno de 100 anos tem se deflúvios da ordem de 234.152 m³/s.

A escolha do período de retorno a ser adotado em determinada situação depende da relação entre os investimentos envolvidos para reduzir as frequências das inundações e os prejuízos aceitos para o respectivo objetivo (TUCCI, 2003).

3.4 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

A área de estudo se encontra na Província Mantiqueira, na borda meridional da faixa móvel Araçuaí (Cinturão Móvel do Atlântico), sobre embasamento do Complexo do Paraíba do Sul, apresentando idade variável entre o Proterozóico e o Pré-Cambriano (WIEDEMANN-LEONARDOS et. al., 2000).

As rochas do embasamento regional são constituídas predominantemente por gnaisses de alto grau metamórfico pertencente ao embasamento retrabalhado, paragneisses de alto grau com intercalações de quartzito, calcissilicáticas, mármore, e rochas granitóides relacionadas a ambientes geotectônicos antigos, tais como arco magmático continental das fases sin-colisional, transpressional e pós-colisional (WIEDEMANN-LEONARDOS et. al., 2000).

A Figura 11 apresenta as Unidades Litológicas encontradas na bacia do rio Jucu conforme Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folha SF-24 (CPRM, 2015).

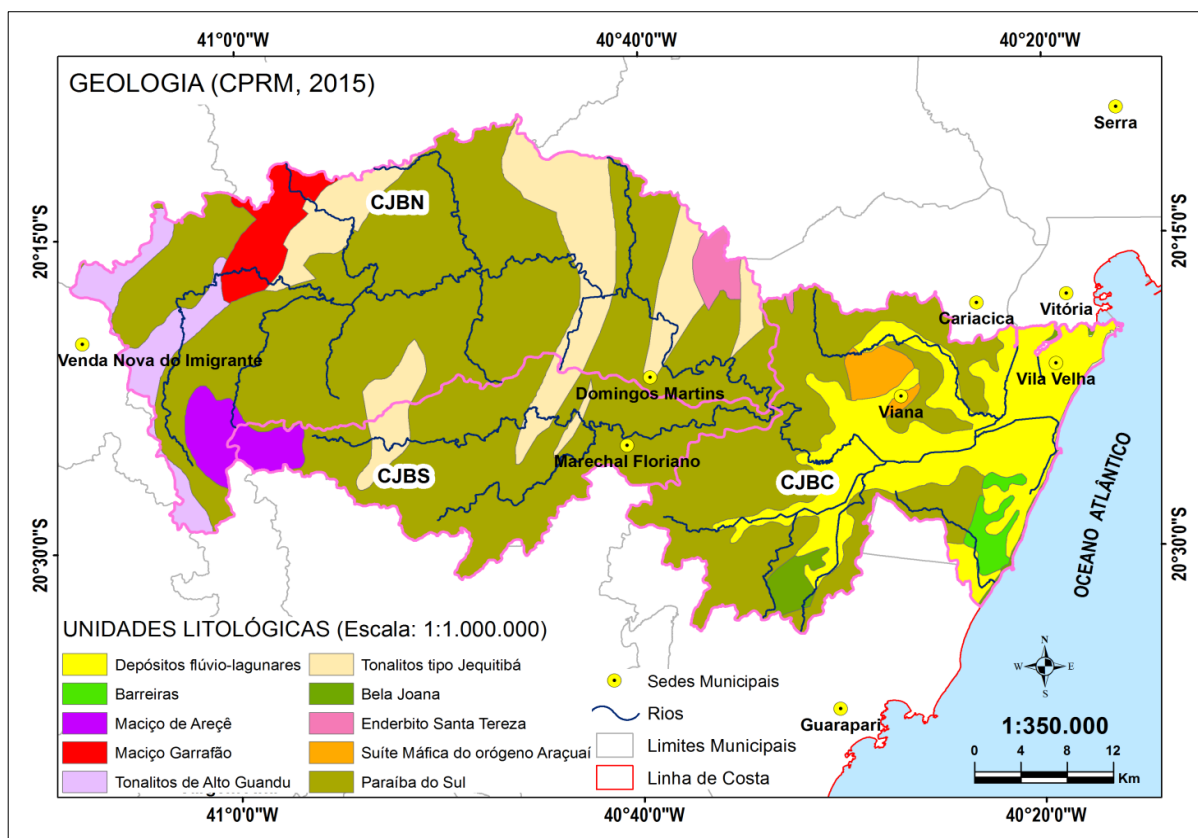


Figura 11: Unidades Litológicas encontradas na Bacia do rio Jucu/ES. **Fonte de dados:** CPRM, 2015.

No interior da área, a deformação dúctil do Brasileiro teria dado origem a dobras de baixo a alto ângulo, com vergência para oeste, envoltos ou truncados por zonas de cisalhamento dextral, oblíquas ou concordantes ao *strike* (colisão), formando um sistema transpressivo (WIEDEMANN-LEONARDOS et. al., 2000).

Na porção capixaba da faixa Araçuaí, estruturas de intrusão a exemplo do plúton zonado da Pedra Azul (Figura 11) teria sua origem condicionada por zonas de fraqueza regionais como foliação, zonas de cisalhamento e eixos de dobras, em período no qual a crosta teria permanecido quente por mais de 50 M.a. (WIEDEMANN-LEONARDOS et. al., 2000).

O RELEVO apresenta uma ampla variedade de feições geomorfológicas em decorrência da diversidade litológica, características estruturais das rochas, das sucessivas mudanças climáticas e eustáticas, incluindo-se ainda, as interações com os agentes antrópicos.

A posição geográfica (latitude) em interação com controles litoestruturais, tectônicos, climáticos e eustáticos determinou diferentes tipos de modelados de dissecação, de deposição ou mistos (IJSN, 2012).

A morfoestrutura regional incluem os maciços plutônicos, os dobramentos remobilizados e os depósitos sedimentares (IJSN, 2012).

Os **depósitos sedimentares** caracterizam-se pela ocorrência de sedimentos arenosos e argilo-arenosos com níveis de cascalho (Formação Barreiras e ambientes costeiros), depositados durante o período Cenozoico (IJSN, 2012).

Os **Dobramentos Remobilizados** caracterizam-se por evidências de movimentos crustais, com marcas de falhas, deslocamentos de blocos e falhamentos transversos, o que impõem nítido controle estrutural sobre a morfologia e hidrografia atual (IJSN, 2012).

Os **Maciços Plutônicos** são formados por grandes massas intrusivas de rochas predominantemente ácidas, correspondentes a suítes intrudidas em rochas de idade proterozóicas apresentando litologias variáveis (IJSN, 2012).

A influência das estruturas geológicas na evolução morfológica pode ser observada em todas as Regiões Morfoestruturais, nas Unidades Geomorfológicas mapeadas na escala regional.

A rede de drenagem da porção média e alta da bacia é influenciada pela Unidade dos Patamares Escalonados do Sul Capixaba, que se caracteriza pela presença de sulcos estruturais orientados no sentido Norte-Sul, sucedendo desníveis abruptos, o que propicia a formação de feições morfológicas peculiares como meandros encaixados e *knickpoints*.

O relevo ondulado a forte ondulado predominante nos terços médio e superior da BHRJ, exercem forte influência sobre os elementos meteorológicos (temperatura, precipitação, evaporação, entre outros) e hidromorfológicos (níveis de base geomórficos locais).

A Figura 12 apresenta as Unidades Geomorfológicas encontradas na BHRJ, na escala de 1: 250.000 (IJSN, 2012).

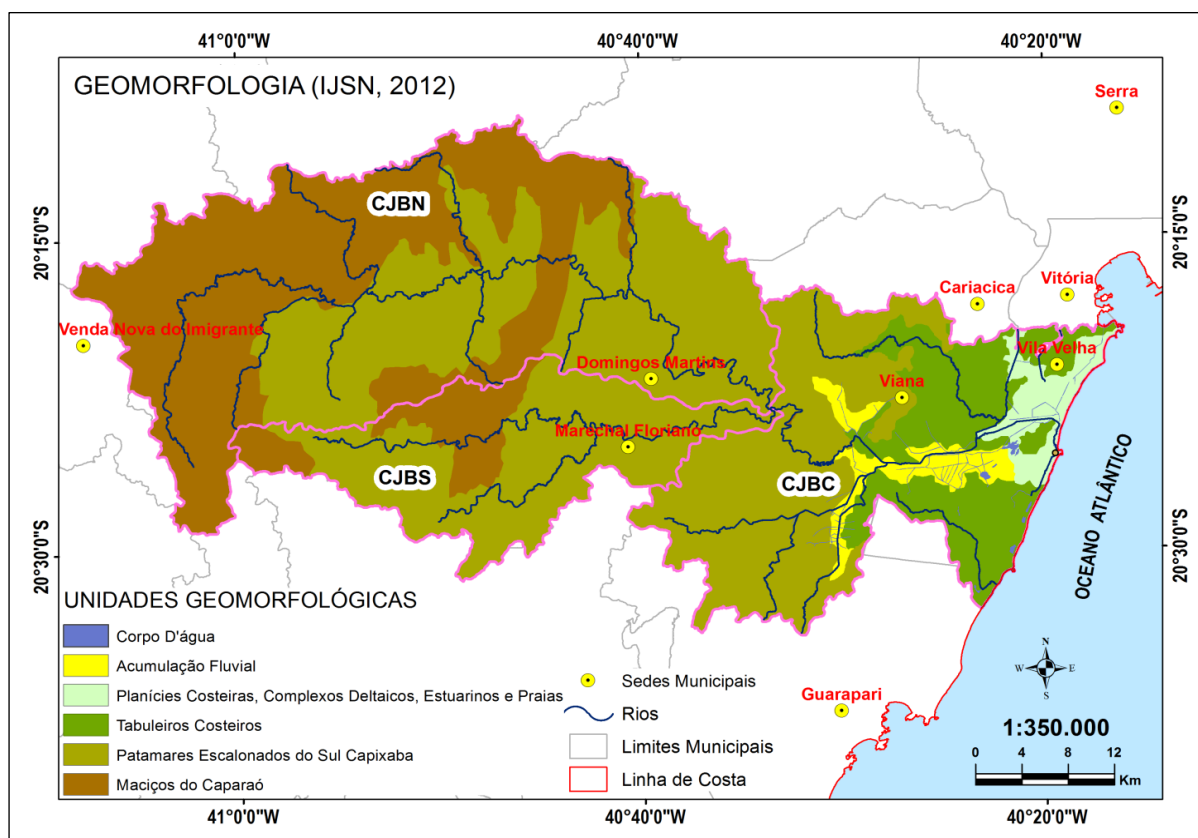


Figura 12: Unidades Geomorfológicas (Escala Original: 1: 250.000). Fonte de dados: IJSN, 2012.

A altitude e a declividade do relevo influenciam a velocidade do escoamento superficial, afetando assim o tempo que a água da chuva leva para concentrar-se nos leitos fluviais e bacias de inundação. Em ambos os aspectos, a BHRJ apresenta características naturais que condicionam a ocorrência de hidrogramas de cheias.

No interior da BHRJ predomina relevo ondulado a forte ondulado, o que contribui para o aumento da potência do débito fluvial (energia). As porções com relevo plano e relevo suave ondulado ocupam frações menores da área, não obstante, para o fenômeno inundação, estas são áreas de grande interesse.

O desnível da seção exutória até a foz do rio Jucu, por exemplo, é de 1.960 metros, sendo o relevo da porção média e alta da bacia predominantemente ondulado à forte ondulado. A amplitude altimétrica é um dos atributos naturais que influenciam bastante a hidrologia do Rio Jucu e seus afluentes.

A Figura 13 apresenta a hipsometria da BHRJ e respectivos compartimentos.

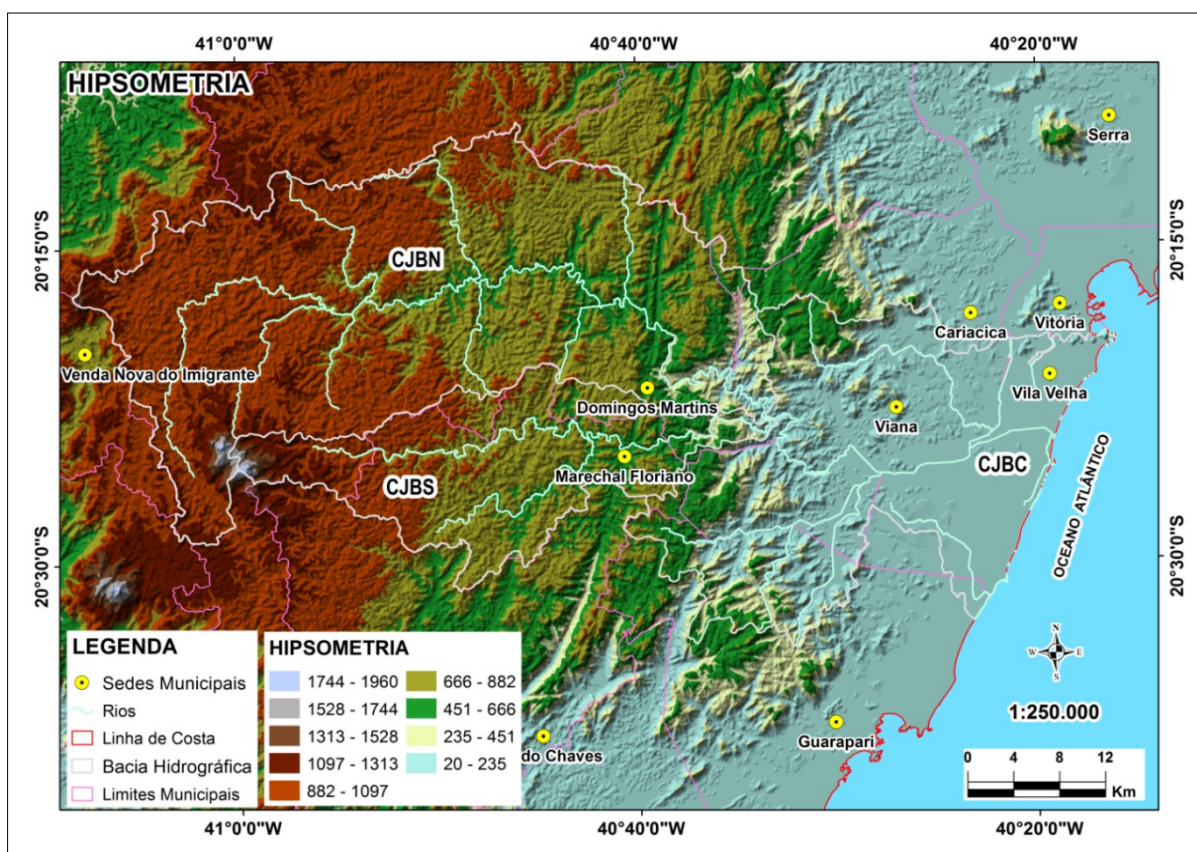


Figura 13: Hipsometria da bacia do rio Jucu e Compartimentos. **Fonte de dados:** INPE, 2014.

A porção baixa da bacia se encontra recoberta por extensos depósitos sedimentares Terciários (Formação Barreiras) e Quaternários (MARTIN et. al., 1993). A evolução morfológica da região costeira do Espírito Santo apresenta longa e complexa formação desde o Paleógeno até o Quaternário (DOMINGUEZ et. al., 1981; MARTIN et. al., 1993; ALBINO, 1999).

Segundo Martin et. al., (1993) os depósitos encontrados nesse compartimento seriam de origem continental, com idade oscilando entre o Paleógeno até o Quaternário, incluindo sedimentos da formação Barreiras de origem marinha, que estariam sobre a plataforma continental durante a última regressão do Atlântico.

No período Quaternário teriam sido depositados sedimentos continentais de origem fluvial, eólico e coluvionar que compõem a camada superior da extensa planície costeira do rio Jucu (MARTIN et. al., 1993). A Figura 14 apresenta uma síntese dos estágios evolutivos da sedimentação litorânea, desde o fim do Terciário até o

presente (Figura 14).

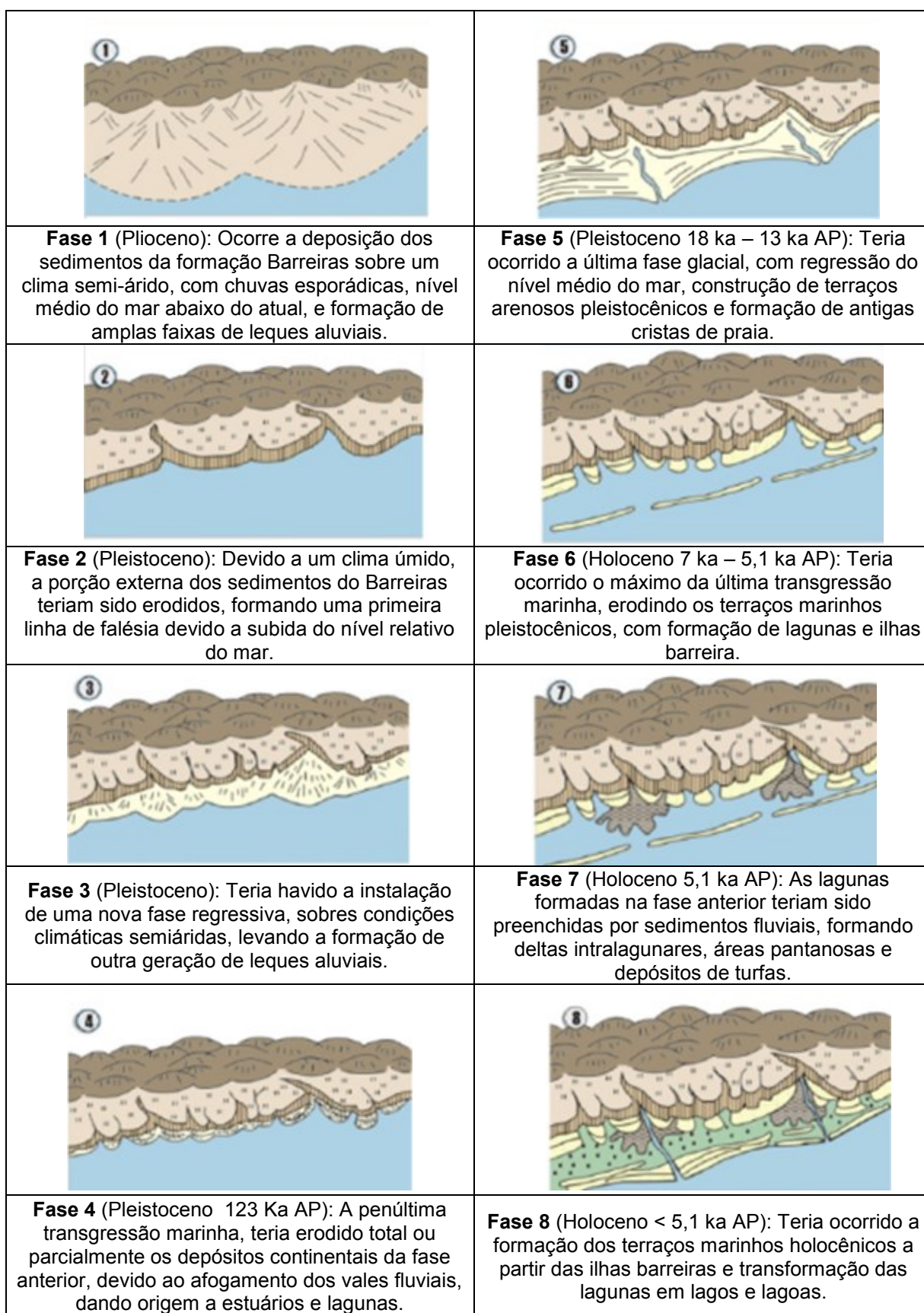


Figura 14: Estágios evolutivos de sedimentação litorânea. **Fonte:** Modificado de Martin et. al., (1993).

A deposição dos sedimentos da Formação Barreiras vincula-se a um conjunto de fatores ambientais que envolveram, principalmente, mudanças climáticas, oscilações do nível do mar e movimentos tectônicos, responsáveis pela configuração atual do litoral brasileiro (DOMINGUÊS, 1981; MARTIN et. al., 1993; ALBINO, 1999).

Embora movimentos tectônicos, neotectônicos e isostáticos contribuam para a evolução morfológica da região costeira do Espírito Santo, pressupomos que o padrão atual da rede de drenagem observada na bacia hidrográfica do rio Jucu/ES, seja principalmente a resultante dos processos de erosão diferencial sobre diferentes litologias e estruturas comandadas por mecanismos climáticos e eustáticos.

4.0 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 ORIGEM DOS DADOS

Como fonte de dados, utilizou-se informações do Projeto TOPODATA (Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil), gerenciado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), que disponibilizou o Modelo Digital de Elevação (MDE), produto da Missão Tripulada Interferométrica por Radar (SRTM) gerada pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) e Agência Espacial Americana (NASA).

Utilizou-se, subsidiariamente, as Cartas do Brasil ao Milionésimo, elaboradas pelo IBGE, em escala 1:50.000 (folhas Vitória SF-24-V-B-1 e Domingos Martins SF-24-V-A-III-4) para localização (toponímia) e comprimento das linhas de drenagens.

O MDE/SRTM apresenta resolução espacial de 90 metros para a América do Sul, mas após procedimento de interpolação efetuado pelo projeto TOPODATA/INPE cada célula (*pixel*) foi redimensionada para 30 metros. A precisão vertical e horizontal para a América do Sul são respectivamente 6,2 e 9 m.

No decorrer da pesquisa, foram obtidas, junto ao Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos do Estado do Espírito Santo (IEMA), fotografias aéreas em escala de 1:1.000., produto do Contrato firmado com a empresa HIPARC - Consultoria e Projetos LTDA, que também foram utilizadas para a análise dos resultados. A utilização dessa base de dados na fase final da pesquisa se fez necessária devido à imprecisão na variável altimetria do MDE/SRTM em relevo suave inclinado e/ou plano, como o que ocorre no CJBC.

A acurácia dos dados SRTM/TOPODATA não possibilitou resultados satisfatórios em relação à altimetria em nenhum dos compartimentos analisados, razão pela qual foram substituídos pelo Modelo Digital de Elevação (MDE) disponibilizado pelo IEMA/HIPARC.

O MDE IEMA/HIPARC serviu de base para geração de curvas de nível com equidistância de 5 metros, que foram utilizadas exclusivamente para o cálculo dos

índices SL (*Slope-Lenght Index*). Para o cálculo do comprimento dos canais fluviais utilizou-se a Carta Topográfica do IBGE (1978), na escala de 1:50.000 (IBGE, 2015).

A Figura 15 apresenta o MDE IEMA/HIPARC antes da formação de mosaico, procedimento necessário para a geração das curvas de nível.

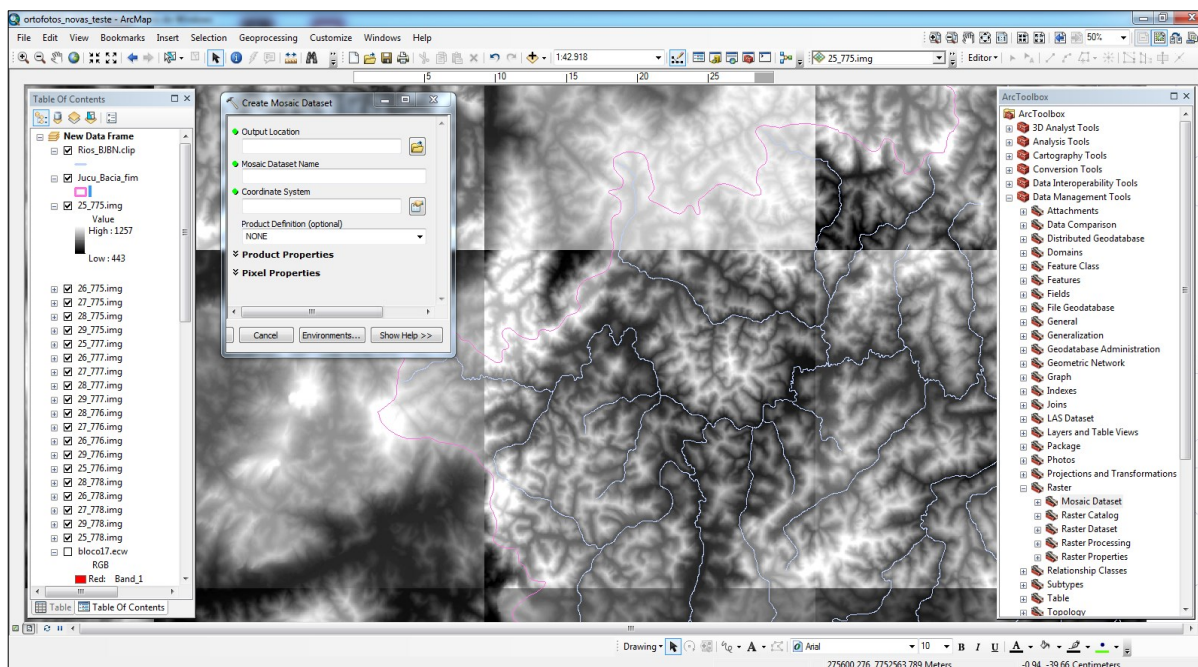


Figura 15: Print Screen da tela do Arc-INFO contendo recorte do MDE IEMA/HIPARC.

Os demais planos de informações necessários à mensuração dos índices e parâmetros morfométricos foram calculados a partir do MDE do TOPODATA/INPE, com equidistância das curvas de nível de 20 metros.

Com o propósito de atualizar as informações obtidas, buscou-se analisar as séries históricas de precipitação (chuvas) e fluviometria (vazão) da estação Fazenda Jucuruaba, localizada na porção central do baixo curso do rio Jucu. Além da localização central na área de estudo, essa estação apresenta séries longas de dados de precipitação (1951-2014) e vazão (1972-2014) com, respectivamente, 59 e 37 anos de monitoramento, já excluídos os anos com dados inexistentes.

Os dados pluviométricos e fluviométricos obtidos no site da Agência Nacional de Águas (ANA, 2015) foram tratados no *software* Excel para preenchimento de vazios da série histórica. Optou-se por preencher os registros vazios com os valores da

média mensal da série histórica e descartar as séries anuais com mais de um mês contendo lacunas.

Os registros incluem dados consistidos e não consistidos (ANA, 2015) e foram tratados no *Software* livre SISCAH para geração do perfil transversal e *Software* HIDRO 1.2 para cálculo do período de retorno das vazões máximas anuais.

4.2 SOFTWARES E APLICATIVOS

Utilizou-se o SIG (Sistema de Informações Geográficas) *Arc-INFO* para a elaboração dos produtos cartográficos e respectivas análises espaciais. O *Arc-INFO* constitui um robusto sistema em módulos, composto pelo *Arc-MAP*, *Arc-CATALOG*, *Arc-SCENE* e *Arc-TOOLBOX*, que integram banco de dados em diferentes formatos, fácil interface e excelente saída gráfica (*layouts*). A versão utilizada foi licenciada pelo Laboratório de Geotecnologias do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Espírito Santo (LAB-GEO).

A Figura 16 apresenta *Print Screen* da tela do *Arc-INFO* contendo parte do procedimento necessário a geração do mapa de chuvas anuais da BHRJ.

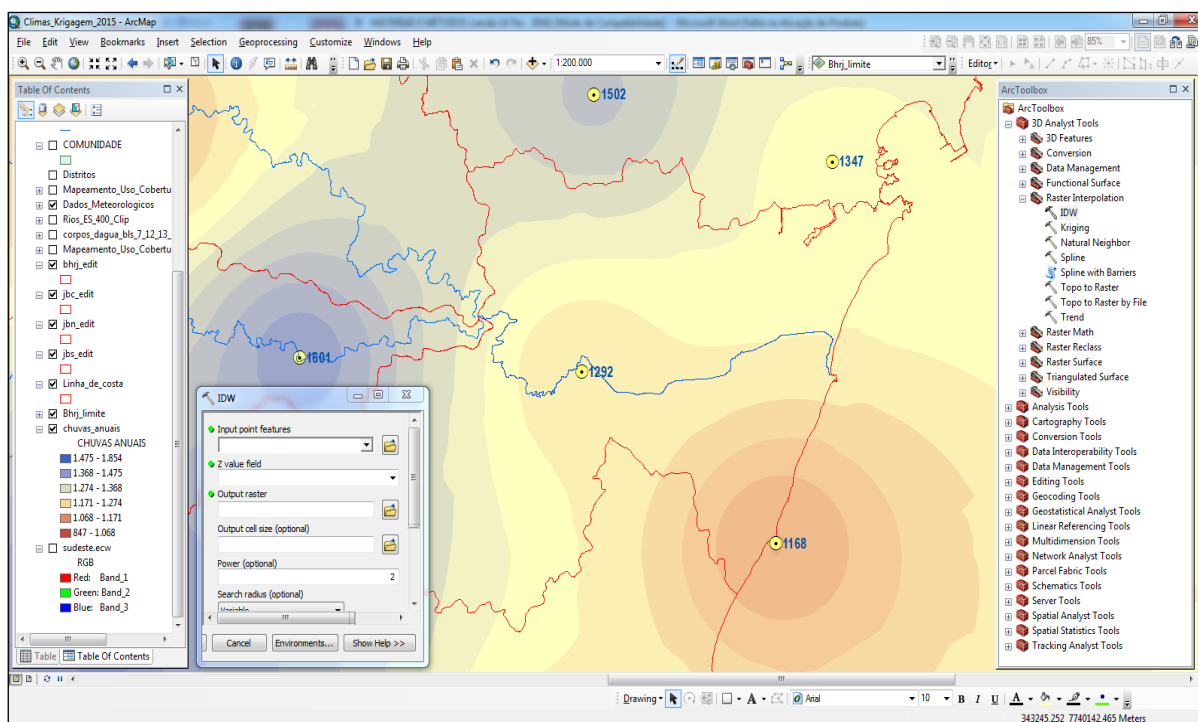


Figura 16: Print Screen da tela do Arc-Gis contendo parte do procedimento utilizado para geração do mapa de chuvas anuais na BHRJ.

Utilizou-se o método de interpolação denominado inverso do quadrado da distância (IDW).

O *Software* Excel, foi utilizado no cálculo dos índices morfométricos em planilhas eletrônicas, bem como para a elaboração dos gráficos, tabelas e perfis longitudinais.

O *Software* livre SISCAH 1.0 foi utilizado para geração do perfil transversal e o *Software* HIDRO 1.2 para o cálculo do período de retorno das vazões máximas anuais. O texto foi redigido em *Microsoft WINDOWS 7, Professional*.

4.3 PROCEDIMENTOS OPERACIONAIS

Os procedimentos operacionais foram subdivididos em dois métodos, o morfométrico e o índice SL.

4.3.1 Os Cálculos Morfométricos

A partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) foi possível gerar as curvas de nível por meio da ferramenta *contour* do SIG *Arc-GIS* 10.1.2 (*ESRI*). Uma vez geradas as curvas de nível, essas foram utilizadas para a produção dos demais planos de informações (*shapes*) necessários ao cálculo dos índices e parâmetros morfométricos.

As variáveis como hipsometria, classes de declividade e extensão das vertentes foram obtidas a partir da interpolação das curvas de níveis gerada pela vetorização dos dados SRTM do TOPODATA/INPE (2014) processadas a partir de operações em ambiente SIG no *software Arc-GIS* versão 10.1.2 (*ESRI*).

4.3.2 O Cálculo do Índice SL (*Slope-Lenght Index*)

O cálculo dos valores de SL e k para as sub-bacias analisadas foram efetuados no *Software* Excel e sistematizados em tabelas.

A variável ΔL do quociente da equação 2.7 (SL trecho) foi substituída pela letra “D” objetivando evitar confusão com relação ao produto L, do segundo membro da

equação. A substituição de “L” por “D” não interfere no resultado do cálculo e possibilita melhor compreensão da matemática envolvida (técnica).

O produto do comprimento (L) foi calculado da metade do trecho em análise até a principal nascente do rio. Os segmentos iniciais da nascente até a primeira bacia de inundação, com confluência de tributário caudaloso foram descartados para fins de cálculo do quociente (variável “D”) devido à predominância de processos de cabeceiras, conforme recomendado por Hack (1973).

O cálculo do índice SL por segmentos foi efetuado conforme proposta original, considerando a cota da nascente até a cota do pixel representativo da célula que recobre a bacia de inundação selecionada para o diagnóstico de inundações.

Quanto maior a diferença altimétrica entre os pontos inicial e final de um trecho, maior será a diferença dos valores de SL, porque menos real se torna a declividade medida, posto que não haja segmentos, senão muito curtos em que a taxa de declividade para jusante seja uma constante (LIMA, 2013).

4.4 TRABALHOS DE CAMPO

O objetivo da etapa de campo foi aferir, *in loco*, se os resultados da pesquisa são consistentes e confiáveis de modo a validar, ou não, o método aplicado. Buscou-se feições geomorfológicas correlacionáveis com cheias históricas, em bacias de inundação selecionadas por trechos que apresentaram índice SL e razão SL/k baixos ou valores menores que k/2.

A partir desses critérios, selecionaram-se três bacias de inundação localizadas em cada um dos compartimentos pesquisados, incluindo o estuário do rio Jucu pela sua relevância com relação à dinâmica dos níveis de base geomórficos.

Antes da saída para o campo, fez-se necessário um levantamento das feições morfológicas que seriam observadas, com previsão de hora de chegada e partida de cada local, deduzidos o tempo de parada para alimentação e margem para algum imprevisto no sítio investigado ou percurso (congestionamentos, problemas mecânicos no veículo, chuvas, etc.).

Para facilitar o acesso às áreas a serem exploradas, elaborou-se previamente um croqui com a localização das mesmas por meio de coordenadas geográficas e principais vias de acesso, o que possibilitou o cumprimento satisfatório do roteiro estabelecido.

Tabela 9: Trechos selecionados para a etapa de campo e feições de interesse.

SEGMENTO	UTM X	UTM Y	SL	SL/k	FEIÇÕES DE INTERESSE
CJBS - 8	313794,99	7742766,38	28,1	0,3	<i>knickpoints</i> , páleo-meandros, meandros abandonados ou atuais, terraços fluviais.
CJBS - 11	320372,41	7744580,95	123,2	1,2	
CJBS - 13	325809,93	7742481,73	1775,7	17,8	
CJBN - 11	302371,98	7755136,44	1002,98	5,48	<i>knickpoints</i> , barragens que possam atuar como níveis de base local.
CJBN - 13	310482,12	7756279,02	115,93	0,63	
CJBN - 14	312338,56	7756569,59	47,36	0,26	
CJBC - 28	340668,91	7739949,54	1719,40	9,40	páleo-meandros, terraços fluviais, <i>knickpoints</i> , bancos de assoreamentos com seixos e calhaus imbricados.
CJBC - 29	342061,21	7739987,34	25,40	0,10	
CJBC - 31	344924,31	7742158,02	20,80	0,10	
CJBC - 37	362076,18	7741134,36	107,70	0,60	

Fonte: Elaborado pelo Autor.

O registro fotográfico relativo às bacias de inundação selecionadas com base no critério de baixo valor do índice SL e razão SL/k encontra-se no Capítulo V – RESULTADOS E DISCUSSÕES.

5.0 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 ÍNDICES E PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS

O método morfométrico aplicado ao diagnóstico de áreas suscetíveis a inundações tem sido utilizado há algum tempo, apresentando resultados satisfatórios, sobretudo na caracterização dos sistemas hidrográficos (bacia hidrográfica, vertentes, canais fluviais, etc.).

5.1.1 Índices e Parâmetros Morfométricos Zonais

Tabela 10: Índices e Parâmetros zonais calculados para as sub-bacias e bacia.

ÍNDICES E PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS ZONAI				
EQUAÇÕES	CJBN	CJBS	CJBC	BHRJ
$A = \text{Área (km}^2\text{)}$	1.137	391	693	2.221
$P = \text{Perímetro (km)}$	223	144	197	375
$K_c = 0,28 \cdot P / \sqrt{A}$	1,85	2,03	2,09	2,22
$K_f = A/L^2$	0,068	0,067	0,362	0,074
$IC = 12,57 \cdot A/P^2$	0,287	0,236	0,224	0,198
$D_d = L_t/A$	2.64	2.65	2.08	2.47

Fonte: Elaborado pelo Autor.

O perímetro da bacia é proporcional à área da mesma, pois quanto maior a área, maior o perímetro e vice-versa. O sistema hidrográfico Jucu foi dimensionado em 2.221 km², com perímetro de 375 km.

O coeficiente de compacidade (K_c), o fator de forma (K_f), e o índice de circularidade (I_c) expressam ideias análogas em relação à geometria de determinada bacia. Esses parâmetros adimensionais relacionam a forma da bacia com figuras geométricas (retângulo ou círculo) e possibilitam inferências acerca do tempo em que uma partícula de água demora em fluir de montante para jusante.

Uma bacia com o fator de forma (K_f) baixo é menos sujeita a inundações que outra de mesmo tamanho, porém, com fator de forma elevado. Um índice igual a um (1), corresponde a uma bacia circular e, para uma bacia alongada, seu valor é significativamente menor que a unidade (HORTON, 1945). Por esse parâmetro, a

bacia do rio Jucu apresentou valores menores que 0,5, logo, menos suscetíveis a inundações.

Uma determinada bacia será mais suscetível à inundação, quanto mais próximo de 1 (um) for o seu coeficiente de compacidade (K_c). Esse parâmetro adimensional varia com a forma da bacia independentemente do seu tamanho, de modo que, quanto menos circular for a bacia, maior será o coeficiente de compacidade. Os valores encontrados se situam entre 1,85 e 2,22 indicando que se trata de bacias hidrográficas alongadas.

A mesma inferência pode ser feita com base nos valores do índice de circularidade que apresentou resultados menores que a unidade (1), indicando que as sub-bacias aqui analisadas apresentam forma ligeiramente alongada. Valores menores que 0,50 indicam nível moderado de escoamento, não contribuindo para a concentração de águas que possibilitem cheias rápidas. Valores maiores que 0,51 indicam que a bacia tende a ser mais circular, favorecendo os processos de inundação (MILLER, 1953).

Entre os parâmetros zonais analisados, a densidade de drenagem (D_d) foi o que apresentou melhor correlação com a área da bacia (A). Esse índice pode variar entre 0,73 km/km² para bacias com drenagens pobres a 2,74 km/km² ou mais para bacias bem drenadas (HORTON, 1945). Villela e Mattos (1975) consideram valores entre 3,5 km/km² para bacias bem drenadas e menores que 0,5 km/km² para bacias com drenagens pobres.

Os compartimentos analisados apresentam-se bem drenados, com densidade média para a bacia integral de 2,47/km/km². Apenas o CJBC apresenta valor menor que a média da BHRJ, com 2,08/km/km², mesmo assim, apresentando boa rede de drenagem.

Os valores de K_c e K_f indicam que a geometria da bacia e sub-bacias analisadas se apresentam ligeiramente “alongadas”, o que sugere uma resposta hidrológica a inundações menos pronunciada. É importante destacar que a extensão de canais por unidade de área depende da escala de mapeamento adotada, pois muitos

cursos de água não são mensurados quando da adoção de escala de mapeamento pequenas, isto é, com menos detalhes.

A extensão da rede de drenagem por unidade de área aumenta em proporção direta com a ampliação da escala de mapeamento. A escala de mapeamento utilizada foi de 1:50.000, tendo como base a Carta Topográfica do IBGE de 1978 (IBGE, 2014).

5.1.2 Índices e Parâmetros Morfométricos Lineares

A BHRJ quando observada em Carta planialtimétrica na escala de 1:50.000, apresenta padrão predominantemente dendrítico a subdentritico no baixo curso e na porção central. A porção média alta e terço superior desta mescla padrão é dendrítico com o arquétipo treliça, retangular, radial e irregular.

Os canais são dos tipos retilíneos, meandantes e entrelaçados, mas apresentam seções curtas com perfis longitudinais mistos conforme modelo proposto por Schumm (1981). O comprimento total dos cursos d'água (Lt), incluindo o curso principal, foram calculados entre 3 e 5,5 km/km², o que indicam boa capacidade de infiltração e escoamento superficial.

Tabela 11: Índices e Parâmetros Morfométricos lineares.

ÍNDICES E PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS LINEARES				
EQUAÇÕES	CJBN	CJBS	CJBC	BHRJ
Lt = Comprimento Total (km)	3.003	1.037	1.445	5.485
L = Comprimento do rio Principal (km)	140,1	80,3	45,0	185,1
Declividade Média do Canal (L) em %	14,19	23,8	20,4	10,9
Densidade de rios = N/A (rios/km ²)	1,44	1,46	1,37	1,42
Tempo de Concentração = 57. (L ³ /ΔH) ^{0,385}	866	473	326	1.200
Hd = Hierarquia de Drenagem	6º	6º	7º	7º

Fonte: Elaborado pelo Autor.

O comprimento do curso d'água principal (L) indica a distância em que o débito fluvial terá de percorrer de montante para jusante, além de possibilitar correlações com a área de drenagem, volume do deflúvio e tempo de concentração (Tc).

A densidade de rios (D_r) entre 1,37 e 1,46 rios por quilômetro quadrado indica que a rede de drenagem se encontra bem estabelecida sobre o substrato rochoso. Quanto maior o número de canais fluviais melhor é a drenagem da área, o que contribui para a geração de hidrogramas de cheias, contribuindo para eventos de inundações (HORTON, 1945).

O tempo de concentração (T_c) do deflúvio de montante para jusante, particularmente no caso de pequenas bacias urbanas, é um parâmetro importante para a estimativa de vazões de cheia. Embora a equação empírica de Kirpich (1940) tenha sido proposta para sub-bacias do E.U.A, essa tem sido utilizada em bacias maiores devido à sua praticidade e aplicabilidade.

O T_c aqui expresso em minutos não constitui um parâmetro linear, porém, como possibilita inferências acerca do percurso longitudinal de uma partícula de água ao longo do canal fluvial principal, este foi alocado neste grupo. O T_c para a bacia integral foi calculado em 1.200 minutos (20 horas), valor semelhante ao encontrado por Acquatoool (2009), que foi de 1.440 minutos.

O parâmetro hierarquia de drenagem (H_d) indica a dimensão do sistema hidrográfico e potência do deflúvio. A cada confluência de dois canais de mesma ordem, aumenta em uma unidade a classificação hierárquica do rio, o que indica que a potência desse aumenta em proporção direta a ordem (STRAHLER, 1952).

A hierarquia de drenagem (H_d) varia entre sub-bacias com sexta ordem (CJBN, CJBC) e sétima ordem (CJBC), sendo essa última classificação também para a bacia integral.

5.1.3 Índices e Parâmetros Morfométricos Hipsométricos

A topografia exerce forte influência sobre a velocidade do escoamento superficial, dos hidrogramas de chuvas, sobredeterminando as taxas de erodibilidade do solo, além de influenciar elementos meteorológicos (temperatura, pressão, precipitação, evaporação, umidade, etc.).

A amplitude altimétrica (H) para o canal fluvial principal foi calculada em 1.885 m, para uma declividade média de aproximadamente 11 % ao longo dos 185,1 km de extensão. A declividade média dos canais fluviais principais das sub-bacias oscilou entre 14,2 % (CJBN) e 23,8 % (CJBS).

Tabela 12: Índices e Parâmetros Morfométricos Hipsométricos.

ÍNDICES E PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS HIPSONOMÉTRICOS				
EQUAÇÕES	CJBN	CJBS	CJBC	BHRJ
Altitude máxima (m)	1.885	1.870	894	1.885
Altitude mínima (m)	53	57	0,1	0,1
Altitude média (m)	862,58	823,27	155,02	633,9
Declividade média do relevo (%)	27,4	28,02	19,17	24,95
Amplitude Altimétrica do relevo (H)	1.832	1.813	894	1.885
Índice de rugosidade (Ir) = H.Dd	4.836	4.804	1.859	4.655

Fonte: Elaborado pelo Autor.

O índice de rugosidade (Ir) para o sistema hidrográfico foi de 4.836 demonstrando que o nível de entalhamento das drenagens sobre o antigo embasamento rochoso resultou em uma superfície ligeiramente rugosa, em consonância com o substrato Pré-Cambriano. A exceção ao nível de entalhamento da drenagem refere-se ao CJBC, que se apresenta menos rugoso devido ao recobrimento do substrato Pré-Cambriano por sedimentos Terciários (Formação Barreiras) e Quaternários (MARTIN et. al., 1993).

Pressupõe-se que movimentos tectônicos, neotectônicos e isostáticos tenham contribuído para a determinação do padrão atual da rede de drenagem da bacia do rio Jucu/ES, não obstante, parte-se do pressuposto que o padrão atual seja resultante de processos de erosão diferencial sobre diferentes litologias e estruturas comandadas por mecanismos climáticos e eustáticos.

No interior da BHRJ, predomina relevo ondulado (32,5%) a forte ondulado (41,2%), o que contribui para o aumento da potência do débito fluvial (energia). As porções com relevo plano (7%) e relevo suave ondulado (12%) ocupam frações menores da área, não obstante, para o fenômeno inundação, essas são áreas de grande interesse.

Tabela 13: Padrões de relevo e declividade média (EMBRAPA, 2013).

PADRÕES DE RELEVO (EMBRAPA, 2013)			
DECLIVIDADE	CLASSIFICAÇÃO	ÁREA (km ²)	ÁREA (%)
0 - 3%	relevo plano	155,3	7
3 - 8%	relevo suave ondulado	272,4	12,3
8 - 20%	relevo ondulado	723,2	32,5
20 - 45%	relevo fortemente ondulado	915,1	41,2
45 - 75%	relevo montanhoso	148,8	6,7
> 75 %	relevo fortemente montanhoso	6,1	0,3

Fonte: Elaborado pelo Autor.

A porção central da foto (pastagem) constitui o antigo leito do rio Jucu – Braço Norte (Figura 17).



Figura 17: Planície de inundação no rio Jucu – Braço Norte, na localidade de Ponto Alto, Paraju, Domingo Martins.

A porção da bacia coberta por relevo montanhoso (6,7%) corresponde às cabeceiras dos rios e contribui para picos de cheias sobre as planícies de inundação localizadas no terço superior dos rios principais a exemplo do que ocorre na localidade de Ponto Alto, município de Domingos Martins. A altitude e a declividade controlam, em parte,

a velocidade do escoamento superficial, interferindo no tempo que a água de chuva leva para concentrar-se nas bacias de inundação, influenciando dessa forma os eventos de cheias.

Variáveis não morfométricas como uso e manejo da terra, tipos de solos, litologias, etc., também contribuem para formação de hidrogramas de cheias.

5.1.4 Análise de Grupos Morfométricos

Os índices e parâmetros morfométricos zonais, lineares e hipsométricos podem ser correlacionados entre si ou entre elementos da mesma classe morfométrica como sugerido por Christofolletti (1980) e Martini (2012).

Elementos do grupo zonal como área de drenagem quando correlacionados a elementos lineares tais quais comprimento total e canal principal resultou em coeficiente de determinação (R^2) elevado, não obstante o pequeno espaço amostral analisado.

A área de drenagem apresenta relação direta com o comprimento do canal principal para as três sub-bacias e bacia integral, seguindo uma linha de tendência do tipo potencial, com equação de ajuste $L_t = 2,44A^{1,0}$, coeficiente de determinação 0,98, indicando boa correlação entre as variáveis analisadas (noventa e oito por cento).

O Gráfico 4 evidencia boa correlação entre área de drenagem e comprimento total.

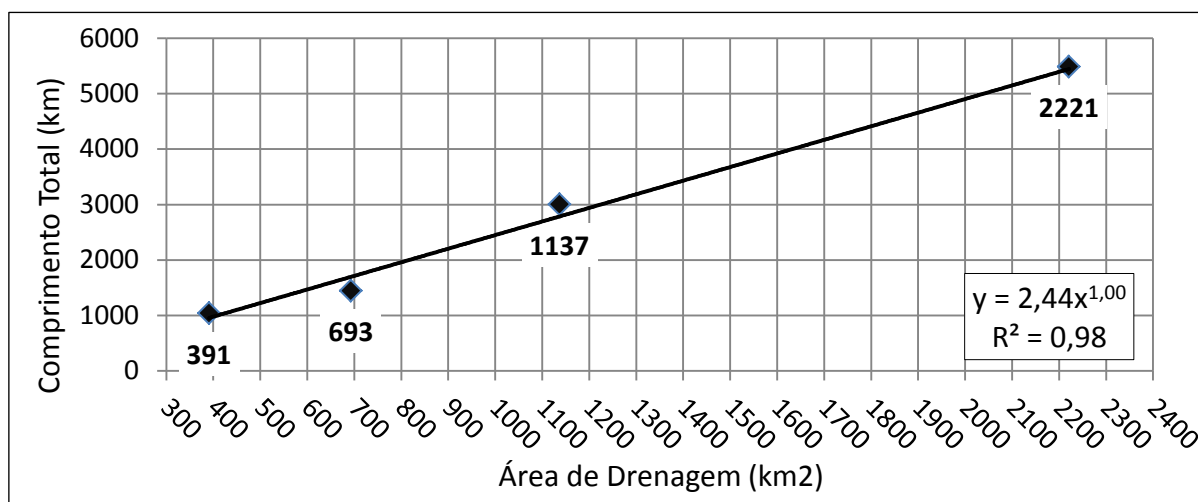


Gráfico 4: Correlação entre área de drenagem (km²) e comprimento total dos rios (Lt).

Martini (2012) analisou 59 microbacias rurais do Estado de Santa Catarina e encontrou coeficiente para equação de ajuste para o rio principal $L_{rp} = 1,5A^{0,6}$, com coeficiente de determinação de 0,8. Leopold et. al., (1964) encontrou coeficiente similar em bacias do nordeste dos Estados Unidos.

Lavarini e Magalhães Júnior (2013) encontraram valores divergentes em drenagens de cabeceiras do Alto Rio das Velhas, Minas Gerais, atribuindo a diferença no coeficiente de determinação à gradiente energético, supondo que tais áreas não estivessem em equilíbrio dinâmico (HACK,1973).

O Gráfico 5 apresenta a correlação entre área de drenagem e comprimento do canal principal para as três sub-bacias e bacia integral.

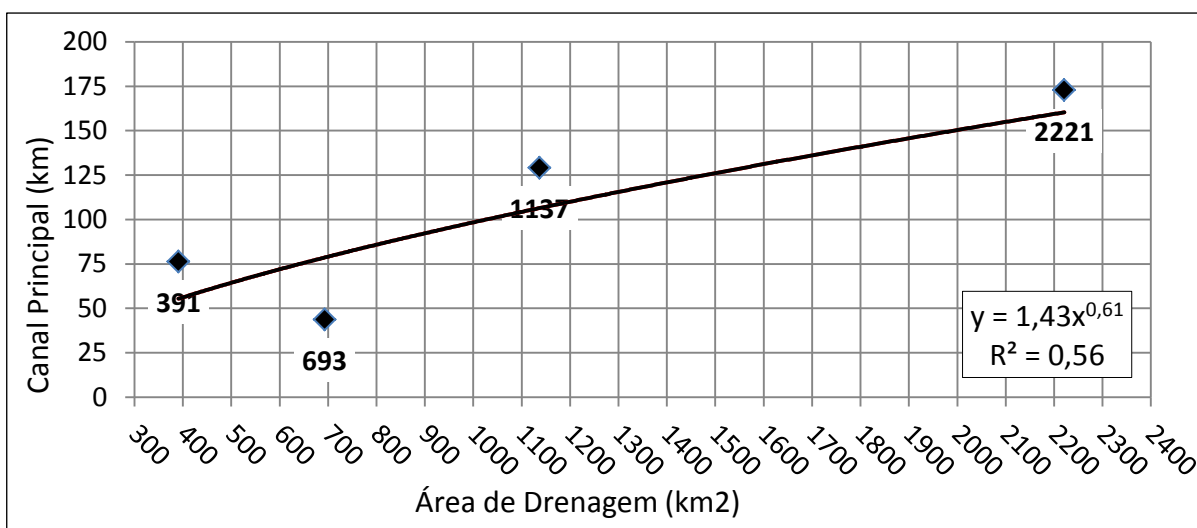


Gráfico 5: Correlação entre área de drenagem (km²) e curso de água principal (L).

Em pesquisa sobre canais de drenagem intermitentes e efêmeros na região do semiárido do Estado da Bahia, Lima C. et. al. (2013) concluíram que o clima, no que se refere à pluviosidade (chuvas), exerce forte influência sobre os padrões médios de crescimento do canal fluvial em relação à área de drenagem, pois não se adequou ao modelo geral de crescimento do canal principal com o aumento da área de captação.

De forma geral, constatou-se que no CJBN, o Kf (0,068), o Kc (1,85) e Ic (0,287), combinados, indicam menor propensão à inundação, porém a Dd (2,64 km/km²) e Dr (1,44 rios/km²) favorecem o escoamento rápido com formação de hidrogramas de cheias, contribuindo para a ocorrência de inundações. A amplitude altimétrica (1.832

m) e declividade média do relevo (27,4 %) contribuem para a ocorrência de inundações, principalmente sobre porções internas dos Patamares Escalonados do Sul Capixaba, com morfologia de planícies aluviais e depressões.

No CJBS, o K_f (0,067), o K_c (2,03) e I_c (0,236), combinados, mostram-se consistentes com uma bacia alongada, menos propensa à inundação. Todavia, a D_d (2,65 km/km²) e D_r (1,46 rios/km²) favorecem o escoamento rápido com formação de hidrogramas de cheias. A amplitude altimétrica (1.813 m) e declividade média do relevo (28,2 %) contribuem para a ocorrência de inundações, principalmente sobre planícies aluviais e depressões.

A Figura 18 apresenta uma planície aluvial localizada na porção média do CJBS.



Figura 18: Bacia de inundação do rio Jucu – Braço Sul, próximo ao km 12 da ES-470 (BR-262 - Paraju/ES).

Já no CJBC, o K_f (0,362), K_c (2,09) e I_c (0,224), combinados, não resultou em valores sugestivos de maior propensão a inundações, porém a D_d (2,47 km/km²) e D_r (1,42 rios/km²), combinados com baixa declividade média do relevo (24,95%), menor gradiente do rio principal e prováveis alterações nos níveis de base local,

principalmente sobre influência de marés de sizígia, contribuem para uma maior suscetibilidade a eventos de inundações.

A porção jusante do vale do rio Jucu, a partir da localidade de Pedra Mulata, apresenta elevada suscetibilidade a eventos de inundação conforme se constata nos níveis de erosão nas margens côncavas dos taludes fluviais. Na referida localidade, o canal fluvial meandra sobre extensa planície aluvial, abandonando parte do leito antigo, e escava novo canal de forma intensa e recorrente.

A interação entre o Oceano Atlântico (nível de base geral) e atributos como declividade, competência fluvial e alterações nos níveis de base geomórfico local, principalmente sobre influência de marés de sizígia e/ou eventos de tempestade, contribuem para a ocorrência de eventos de inundações (ACQUATOOL, 2009; DEINA, 2013).

A Figura 19 apresenta processos de erosão dos taludes fluviais da margem côncava com deposição sobre margem convexa de jusante.



Figura 19: Planície de inundação do rio Jucu - Baixo Curso, na Localidade de Pedra Mulata, Viana.

Por fim, a análise da bacia hidrográfica (BHRJ) se mostra ligeiramente alongada (K_f : 0,074; K_c : 2,22; e I_c : 0,198), sugerindo menor propensão à inundação; todavia,

parâmetros como Dd (2,47 km/km²), Dr (1,42 rios/km²), Hm (1.885 m) e Tc (1.200 min) sugerem maior suscetibilidade a eventos de cheias com potencial para causar inundações.

Em geral, os índices e parâmetros morfométricos calculados mostram-se coerentes com a dimensão espacial da bacia, a diversidade climática e hidro-morfológica dos compartimentos analisados.

Além desse aspecto, a porção média e superior da bacia hidrográfica do rio Jucu se encontra assentada sobre litologias muito antigas, metamorfoseadas e submetidas a diversas fases de deformação que favorecem a percolação de fluídos em subsuperfície, particularmente água em aquíferos fissural subjacentes a rochas cristalinas.

Processos geológicos como basculamentos, dobramentos, falhamentos, lineamentos, flexuras, reajuste isostático, entre outros, contribuem para a recarga hídrica em subsuperfície, tornando um pouco mais complexa a dinâmica dos níveis de base local.

A correlação entre os grupos morfométricos evidencia que a análise dos índices e parâmetros pelo método usual deve ser efetuada de maneira concomitante, ao invés de tomados individualmente, o que pode levar a conclusões imprecisas ou erros.

5.2 ÍNDICE SL (*SLOPE-LENGTH INDEX*)

O cálculo do SL (e k) pelo método usual busca sempre os maiores valores desse índice, bem como da razão SL/k para identificar anomalias na rede de drenagem e fazer inferências sobre as características litoestruturais que expliquem determinados processos morfológicos e geológicos (ETCHEBEHERE, 2006; MONTEIRO, 2014).

Nesta pesquisa, constatou-se que, para fins de diagnóstico de áreas suscetíveis à inundação, interessa precisamente investigar os segmentos subsidentes em relação à linha de melhor tendência (*best fit line*), principalmente valores de SL menor que k/2 e razão SL/k menor que a unidade (1).

A adaptação metodológica permite concluir que o método se mostra eficaz e aplicável quando se considera os menores valores de SL e razão SL/k, concomitante à análise do perfil longitudinal semilogarítmico.

O Gráfico 6 apresenta o perfil longitudinal do rio Jucu, da nascente à foz.

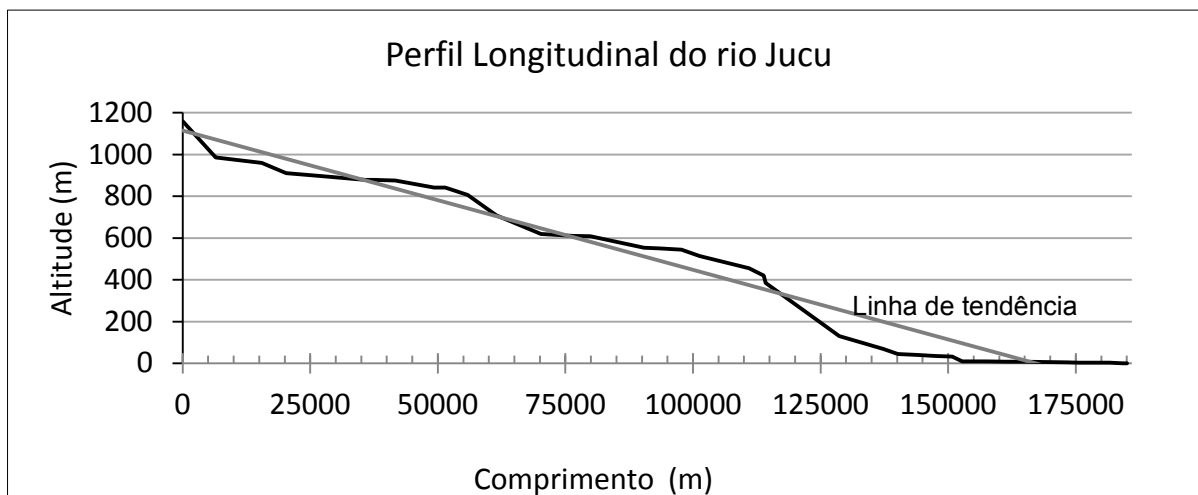


Gráfico 6: Perfil longitudinal do Rio Jucu, da nascente a foz.

A análise dos valores de SL e razão SL/k foi efetuada partindo-se do pressuposto de que não são os maiores valores desse índice que interessam e sim os menores; não obstante, para comparar com a aplicação usual do método, as duas abordagens foram contempladas.

A representação gráfica do rio Jucu (canal integral), em relação à linha de melhor tendência, indica três trechos subsidentes e dois trechos soerguidos, com alguns degraus abruptos delimitando a borda jusante dos patamares escalonados.

Ressalta-se que a expressão “soerguido” e “subsidentes” refere-se à posição teórica da reta tangente (*best fit line*) em relação à altitude plotada no perfil longitudinal.

O perfil longitudinal do rio Jucu para o canal integral apresenta uma forma análoga aos degraus de uma escada em conformidade com a estrutura dos Patamares Escalonados do Sul Capixaba, litologia perpassada por esse rio, em grande parte do seu curso.

5.2.1 Compartimento Jucu – Braço Sul (CJBS)

O CJBS apresentou índices SL oscilando entre 28,1 (trecho 8) até 1992,7 (Trecho 14), valores que se mostram consistentes com a amplitude altimétrica (1640 m) e extensão do canal fluvial (80,2 km).

A **Tabela 14** apresenta os valores de SL e k para o CJBS, entendido como o segmento da nascente até a confluência deste com o rio Jucu – Braço Norte.

Tabela 14: SL e k calculados para o CJBS, até a confluência com o rio Jucu – Braço Norte.

SEGMENTO	UTM X	UTM Y	UTM Z	D (m)	L (m)	D/2 (m)	L - (D/2)	dH (m)	SL	k	SL/k
NASCENTE	290456	7741417	1640	0,0	0,0	0,0	0,0	551	0,0	0,0	0,0
TRECHO 1	292844	7742888	1089	3097,9	3097,9	1549,0	1549,0	66	33,0	99,9	0,3
TRECHO 2	296682	7742234	1023	4331,3	7429,2	2165,6	5263,6	55	66,8	99,9	0,7
TRECHO 3	298064	7742241	968	1840,4	9269,5	920,2	8349,4	114	517,2	99,9	5,2
TRECHO 4	303937	7741676	854	7931,3	17200,8	3965,6	13235,2	63	105,1	99,9	1,1
TRECHO 5	308375	7741779	791	6786,9	23987,7	3393,5	20594,3	11	33,4	99,9	0,3
TRECHO 6	310221	7741419	780	3608,5	27596,3	1804,3	25792,0	75	536,1	99,9	5,4
TRECHO 7	311995	7742238	705	3341,0	30937,3	1670,5	29266,8	20	175,2	99,9	1,8
TRECHO 8	313795	7742766	685	3491,4	34428,7	1745,7	32683,0	3	28,1	99,9	0,3
TRECHO 9	314562	7743820	682	1912,7	36341,3	956,3	35385,0	42	777,0	99,9	7,8
TRECHO 10	317199	7744636	640	5549,1	41890,4	2774,5	39115,8	39	274,9	99,9	2,8
TRECHO 11	320372	7744581	601	7808,0	49698,4	3904,0	45794,4	21	123,2	99,9	1,2
TRECHO 12	323014	7743339	580	5984,7	55683,1	2992,4	52690,8	42	369,8	99,9	3,7
TRECHO 13	325810	7742482	538	5013,8	60696,9	2506,9	58190,0	153	1775,7	99,9	17,8
TRECHO 14	330645	7743650	385	6752,4	67449,3	3376,2	64073,1	210	1992,7	99,9	20,0
TRECHO 15	335897	7744252	175	8993,9	76443,1	4496,9	71946,2	131	1047,9	99,9	10,5
TRECHO 16	337213	7744778	44	3840,2	80283,3	1920,1	78363,2	44	897,9	99,9	9,0

Fonte: Elaborado pelo Autor.

Nesse compartimento, foram encontrados seis trechos com anomalias de segunda ordem (1 grifo) e três trechos com anomalias de primeira ordem (2 grifos). Sete trechos não apresentaram resolução para anomalias de drenagem pelo método usual, calculada em face do canal integral igual a $2k$ ($SL > 199,8$), conforme definição de Seeber e Gornitz (1983).

As anomalias de primeira e de segunda ordem tendem a se concentrar no segmento jusante do sistema hidrográfico, próximo à confluência com o rio Jucu – Braço Norte. A tendência de concentração das anomalias em trechos contíguos deve apresentar

correlação com a estrutura dos Patamares Escalonados do Sul Capixaba, pelo qual o relevo se apresenta escalonado em amplos degraus em sentido Leste-Oeste.

O Gráfico 7 exibe o perfil longitudinal do rio Jucu - Braço Sul evidenciando um segmento bastante inclinado na porção jusante, entre os quilômetros 60 até a confluência com o rio Jucu – Braço Norte, nas imediações do quilômetro 80.

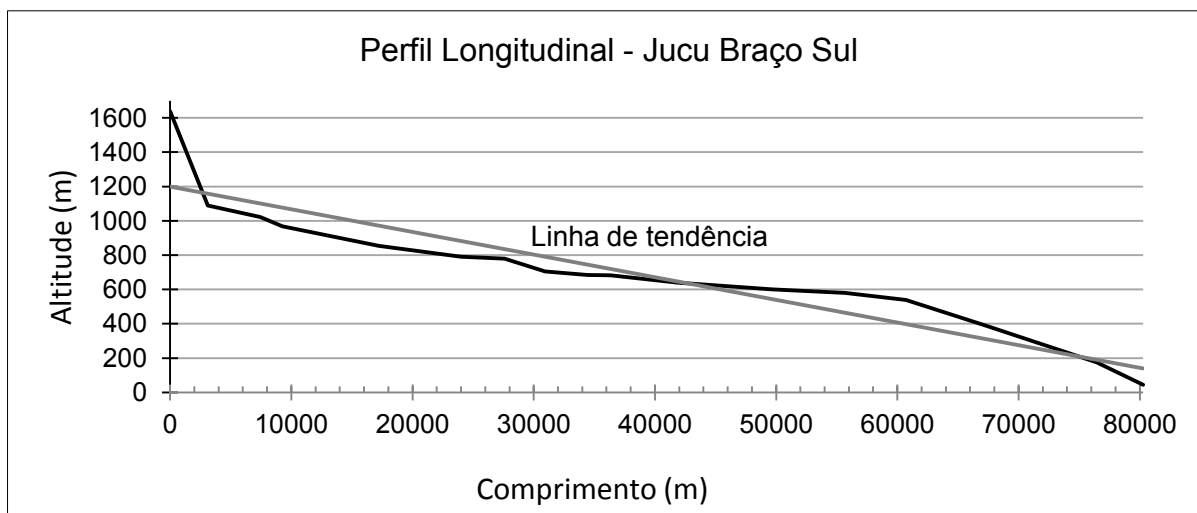


Gráfico 7: Perfil longitudinal do Rio Jucu – Braço Sul.

A representação gráfica, em relação à linha de melhor tendência, indica dois trechos subsidentes e apenas um trecho soerguido, desconsiderando o segmento inicial em que predominam os processos de cabeceiras (HACK, 1973). Quanto maior a amplitude altimétrica em determinado trecho do canal fluvial, maior será o índice SL, consequentemente, a razão SL/k (LIMA, 2013).

Os primeiros 44 quilômetros em relação à nascente apresentam um perfil semilogarítmico típico de rio equilibrado, qual seja uma parábola com concavidade para o céu. Porém, também nesse segmento, foram encontrados planícies de inundação com características de níveis de base geomórfico de expressão local, portanto, suscetíveis à inundação. Nessa sub-bacia, os maiores valores de SL se encontram entre os quilômetros 44 e 80, sobre a porção soerguida.

A Figura 20 exibe um registro aéreo de uma bacia de inundação localizada na Localidade de Nova Almeida, Domingos Martins. O baixo valor no índice SL, se mostra coerente com os indícios de inundações (resquícios de antigos meandros) observados na Figura 20 (página seguinte).

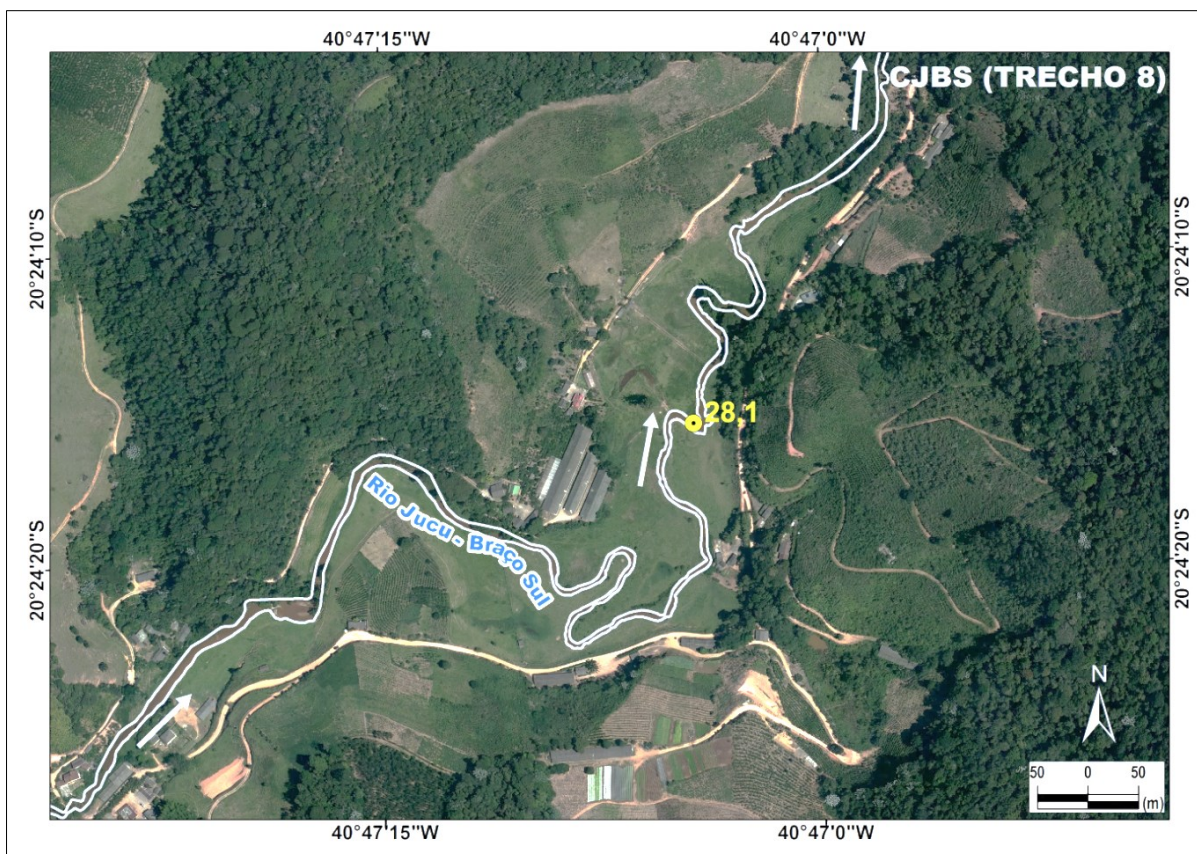


Figura 20: Bacia de inundação situada nas imediações do quilômetro 35 do rio Jucu – Braço Sul.

A presença de planícies de inundação e *knickpoints* ao longo do perfil longitudinal do rio Jucu – Braço Sul pode estar relacionado a elementos estruturais como dobras, falhas, lineamentos, basculamentos, dentre outros processos geológicos.

A movimentação de blocos rochosos por falhamentos do tipo normal, por exemplo, podem dificultar o percurso de determinada drenagem propiciando a formação de bacias de inundação em sentido montante e *knickpoints* na porção jusante da área.

A jusante do ponto indicado, na Figura 21, uma soleira estrutural no sentido nordeste-sudoeste da imagem, parece represar o deflúvio para montante. A ruptura de declive representada delimita diferentes níveis de base geomórfico, que podem ser diagnosticadas por meio de anomalias no índice SL baixo (123,2).

Aparentemente, um *knickpoints* delimita a bacia de inundação para montante do Trecho 11 (Figura 21), propiciando o transbordo do deflúvio em direção montante do vale (oeste). As marcas deixadas por eventos de cheias sobre a bacia de inundações podem ser constadas na imagem aérea de 2014.

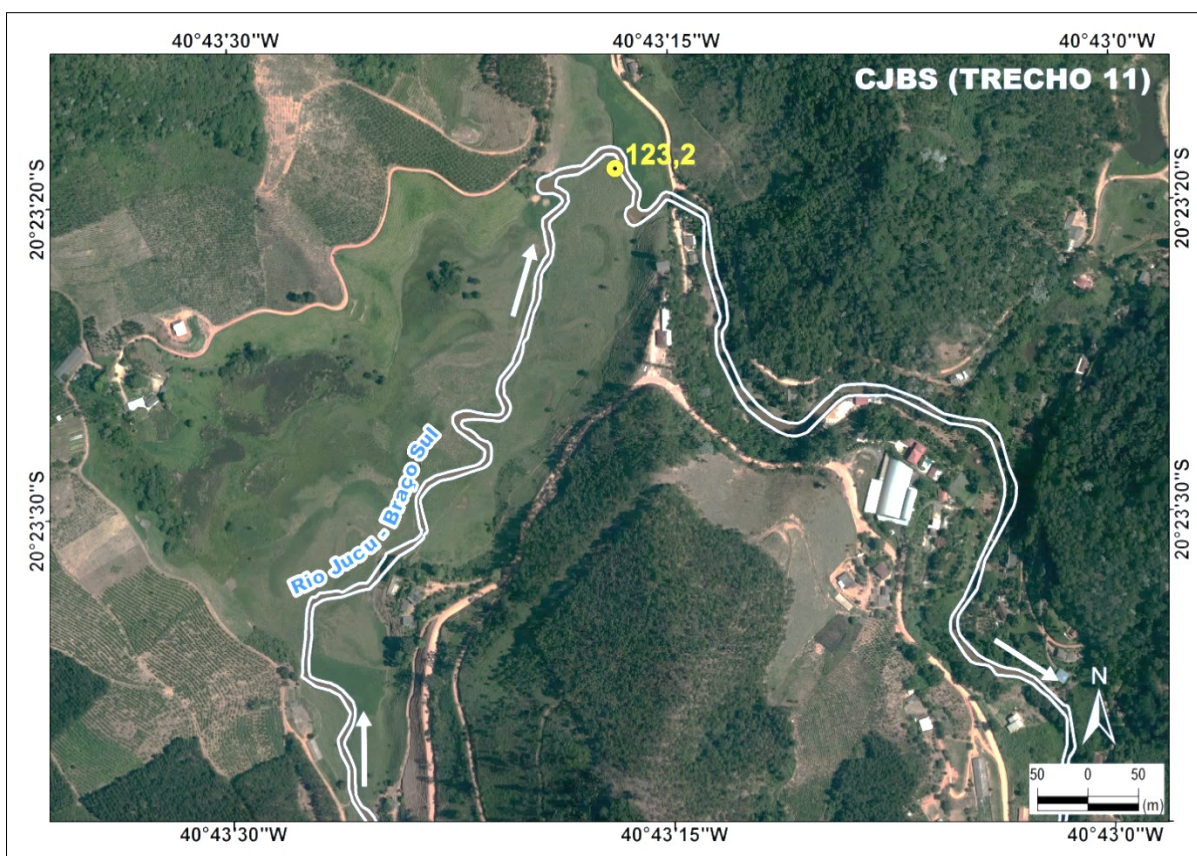


Figura 21: Bacia de inundação na altura do km 50 do rio Jucu – Braço Sul, próximo ao km 12 da ES-470, localidade de Suído de Baixo.

Na Sede do município de Marechal Floriano, na porção jusante da bacia de inundação, um *knickpoints* cria obstáculo para o deflúvio, fato agravado por diversas construções que confinam as margens entre muros, gerando picos de cheias em sentido montante, mesmo quando de eventos pluviométricos de menor magnitude (DEFESA CIVIL, 2015).

Aparentemente, mudanças no volume do deflúvio em relação à carga sedimentar que chega ao leito faz com que o canal fluvial tenha que meandrar em resposta ao excedente de sedimentos a ser transportado para jusante ou depositar em bancos de assoreamento à espera de deflúvios com maior energia.

O índice SL elevado se deve à amplitude altimétrica do trecho considerado. A jusante do perímetro urbano do distrito Sede de Marechal Floriano, uma soleira estrutural no sentido nordeste-sudoeste da Figura 22 contribui para inundar a porção montante da bacia de inundação representada pelo Trecho 13.

Além do confinamento do canal entre muros, o uso e ocupação irracional das terras, no interior da bacia do rio Jucu, resultou na deposição de extensos bancos de assoreamento sobre a calha fluvial devido à redução da competência do deflúvio.

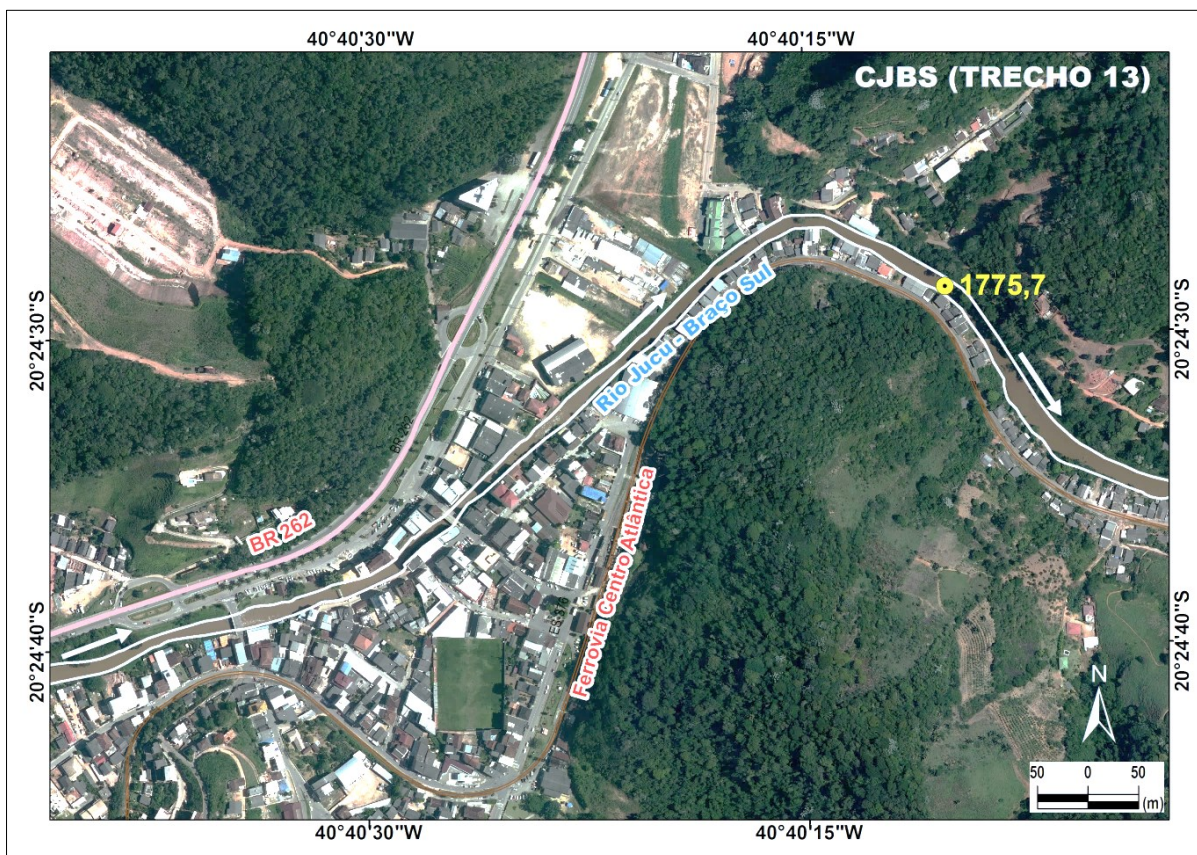


Figura: 22: Sede do município de Marechal Floriano, apresentando uma soleira estrutural na altura do Trecho 13.

Nessa localidade, o lançamento sistemático de grandes volumes de esgotos “in natura” no canal leva à proliferação de espécies macrofitas aquáticas especializadas na absorção direta de fósforo e nitrogênio, decompondo a matéria orgânica abundante.

O acúmulo de sedimentos nos bancos de assoreamentos, agravado pelo intenso aporte de matéria orgânica e dejetos “in natura”, não apenas piora a potabilidade da água captada para dessedentação humana, no rio Jucu, como também potencializa o risco de inundações no distrito Sede de Marechal Floriano (Figura 23).

Não obstante o relevante serviço ambiental prestado pelas macrofitas aquáticas como as gigogas, essas espécies formam extensos “tapetes verdes” sobre o leito fluvial, fixando os bancos de assoreamento e dificultando o deflúvio de vazante.



Figura 23: Lançamento de esgotos “in natura” direto sobre a calha do rio Jucu – Braço Sul, no distrito Sede de Marechal Floriano.

A Figura 24 registra a presença de muros e construções estrangulando o canal fluvial.



Figura 24: Canal fluvial confinado entre muros e construções no distrito Sede de Marechal Floriano.

Reitera-se que, para os adeptos da “indústria do desastre”, é interessante o reiterado reconstruir para que a natureza possa re-destruir, já que obras públicas emergenciais são dispensadas de licitação e proporcionam contratos obscuros e superfaturados (SIEBERT, 2012).

5.2.2 Compartimento Jucu – Braço Norte (CJBN)

No CJBN, o perfil longitudinal indica dois segmentos subsidentes e três soerguidos, em relação à linha de melhor tendência, desconsiderando o segmento inicial em função da influência dos processos de cabeceiras.

O perfil longitudinal evidencia que os maiores valores de SL se encontram entre os quilômetros 101 e 140, sobre segmento soerguido de jusante, em relação à linha de melhor tendência. O mesmo ocorre com o segmento soerguido de montante, entre os quilômetros 40 e 70. Nos primeiros 10 quilômetros, o rio se apresenta bastante inclinado, com desnível abrupto de cerca de 210 metros, sobre feições típicas de cabeceiras (Gráfico 8).

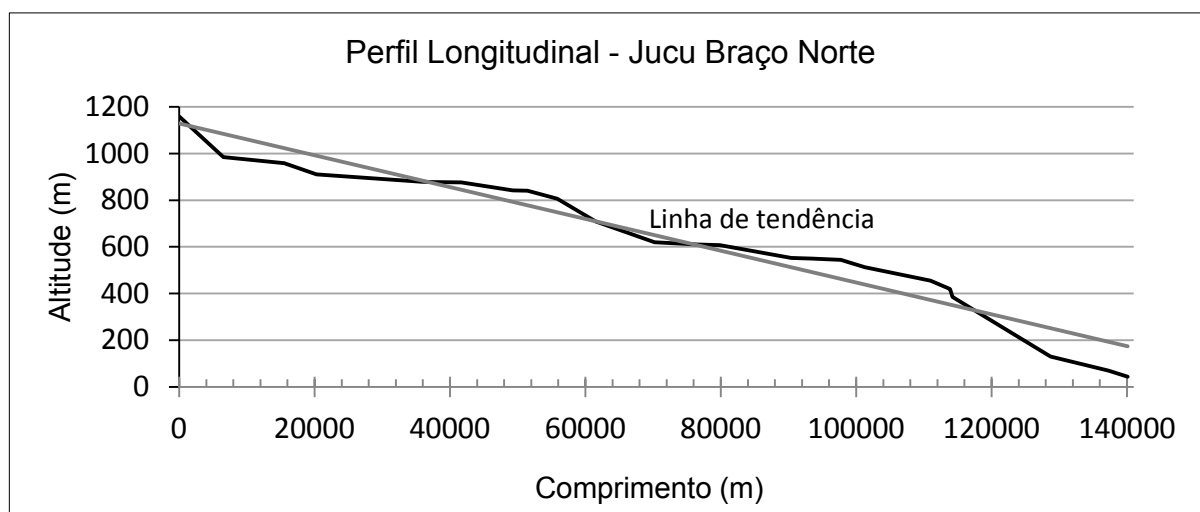


Gráfico 8: Perfil longitudinal do Rio Jucu – Braço Norte.

O baixo valor no índice SL encontrado entre os quilômetros 70 e 80, somado à razão SL/k menor que um (1) nesse segmento, possibilita o diagnóstico das áreas suscetíveis à inundação, conforme registro fotográfico visto na Figura 25 (Trecho 13).

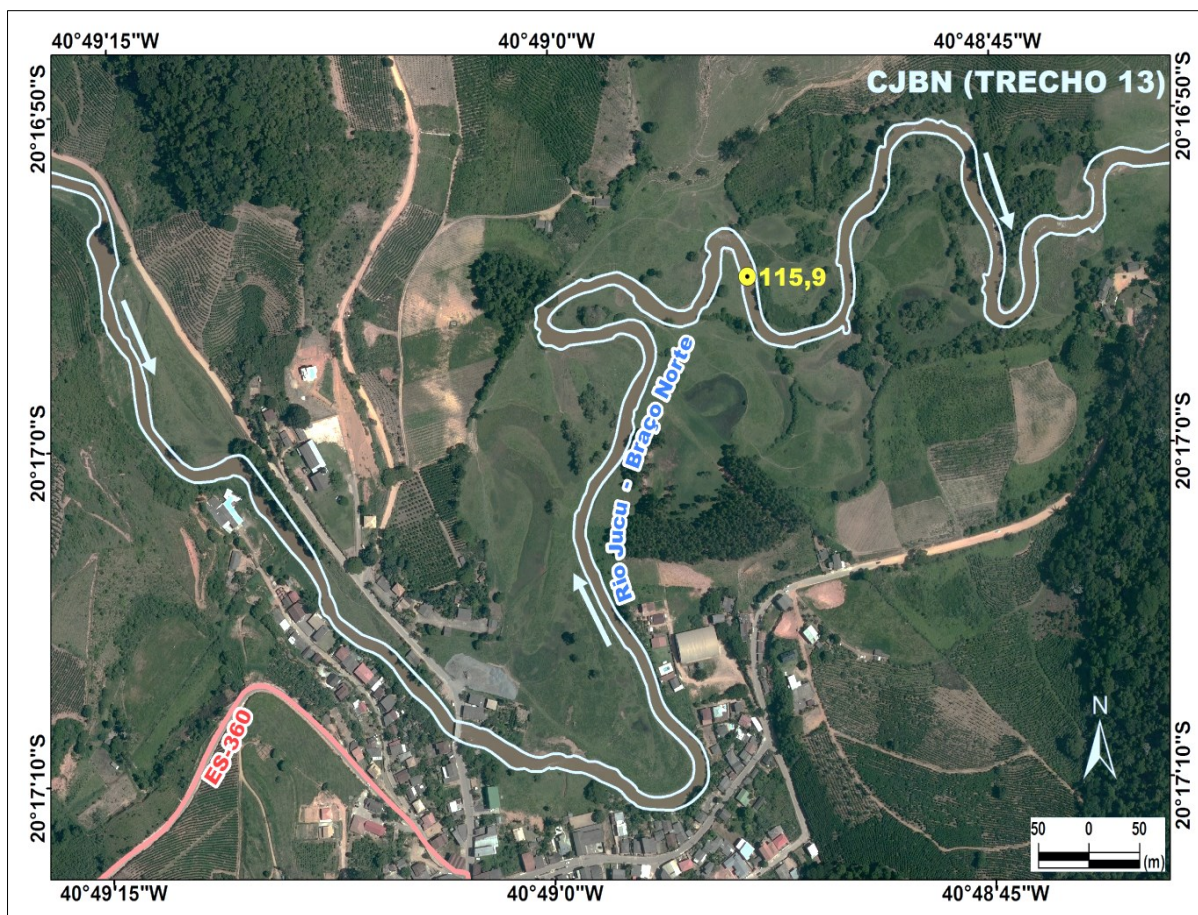


Figura 25: Bacia de inundação nas imediações da comunidade de Ponto Alto, Distrito de Paraju, Domingos Martins.

Nesse trecho, entre os quilômetros 70 e 80, ocorre uma das mais proeminentes planícies de inundação de todo sistema hidrográfico, conforme representado no segmento suave inclinado do perfil longitudinal (Gráfico 8). O perfil longitudinal mostra-se consistente com a morfologia meandrante do canal fluvial, que vagueia sobre a extensa bacia de inundação (Figura 25).

Os hidrogramas de cheias não ocorrem instantaneamente, pois parte das águas de chuvas são retidas pelo solo e vegetação, e mesmo as partículas que chegam ao canal fluvial podem demorar algum tempo para fluir do ponto mais distal do canal fluvial até a seção de referência (Figura 25). Sabe-se que os rios definem os níveis de base geomórfico local, os quais recebem grande parte das águas de chuva.

A Tabela 15 apresenta os valores de SL e k encontrados para o CJBN (segmento da nascente do rio Jucu – Braço Norte até a confluência deste com o rio Jucu – Braço Sul).

Tabela 15: Valores de SL e k encontrados no CJBH.

SEGMENTO	UTM X	UTM Y	UTM Z	D (m)	L (m)	D/2 (m)	L - (D/2)	dH (m)	SL	k	SL/k
NASCENTE	289464	7733796	1159	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,0	0	0
TRECHO 1	287903	7738779	985	6506,3	6506,3	3253,2	3253,2	174	87,0	183,1	0,5
TRECHO 2	284857	7744667	959	8991,6	15497,9	4495,8	11002,1	26	31,8	183,1	0,2
TRECHO 3	285362	7747919	911	4768,7	20266,6	2384,4	17882,2	48	180,0	183,1	1,0
TRECHO 4	286571	7752572	898	6045,1	26311,7	3022,6	23289,1	13	50,1	183,1	0,3
TRECHO 5	289377	7756516	879	9473,2	35784,9	4736,6	31048,3	19	62,3	183,1	0,3
TRECHO 6	290339	7756623	878	1789,8	37574,6	894,9	36679,8	1	20,5	183,1	0,1
TRECHO 7	292051	7756857	876	4071,6	41646,2	2035,8	39610,4	2	19,5	183,1	0,1
TRECHO 8	295839	7755186	842	7640,2	49286,4	3820,1	45466,3	34	202,3	183,1	1,1
TRECHO 9	297188	7755471	841	2166,2	51452,6	1083,1	50369,5	1	23,3	183,1	0,1
TRECHO 10	298825	7754324	806	4367,7	55820,2	2183,8	53636,4	35	429,8	183,1	2,3
TRECHO 11	302372	7755136	709	5672,8	61493,0	2836,4	58656,6	97	1003,0	183,1	5,5
TRECHO 12	307348	7755022	620	8725,0	70218,0	4362,5	65855,5	89	671,8	183,1	3,7
TRECHO 13	310482	7756279	610	6329,8	76547,7	3164,9	73382,9	10	115,9	183,1	0,6
TRECHO 14	312339	7756570	608	3302,4	79850,1	1651,2	78198,9	2	47,4	183,1	0,3
TRECHO 15	318453	7757648	553	10559,2	90409,3	5279,6	85129,7	55	443,4	183,1	2,4
TRECHO 16	320363	7758259	550	3006,2	93415,5	1503,1	91912,4	3	91,7	183,1	0,5
TRECHO 17	321333	7756763	545	4337,7	97753,2	2168,9	95584,3	5	110,2	183,1	0,6
TRECHO 18	322930	7754432	513	3536,2	101289,4	1768,1	99521,3	32	900,6	183,1	4,9
TRECHO 19	327680	7753098	455	9662,3	110951,7	4831,2	106120,5	58	637,0	183,1	3,5
TRECHO 20	329150	7751373	420	2909,0	113860,7	1454,5	112406,2	35	1352,4	183,1	7,4
TRECHO 21	328909	7751258	385	388,2	114248,9	194,1	114054,8	35	10284,5	183,1	56,2
TRECHO 22	334226	7748939	130	14429,2	128678,0	7214,6	121463,4	255	2146,6	183,1	11,7
TRECHO 23	336960	7746475	70	8602,1	137280,2	4301,1	132979,1	60	927,5	183,1	5,1
TRECHO 24	337213	7744778	44	2830,2	140110,3	1415,1	138695,2	26	1274,2	183,1	7,0

Fonte: Elaborado pelo autor.

Foram encontradas oito (8) anomalias de segunda ordem (1 grifo) e apenas duas (2) anomalias de primeira ordem (2 grifos). Treze trechos não apresentaram resolução para anomalias de drenagem, calculada em face do canal integral igual a $2k$ ($SL > 366,2$), conforme critério definido por Seeber e Gornitz (1983).

Também nesse compartimento, as anomalias de primeira e de segunda ordem se concentram no segmento jusante do sistema hidrográfico, próximo à confluência com outros tributários caudalosos, em conformidade com os processos de hidráulica fluvial preconizados por Leopold e Maddock (1953).

Nesse compartimento, os valores de SL apresentaram-se diversificado, variando entre 19,5 e 10.284,5, sendo este último o maior valor encontrado para toda a bacia hidrográfica do rio Jucu (vide Figuras 26 e 27, na página seguinte).

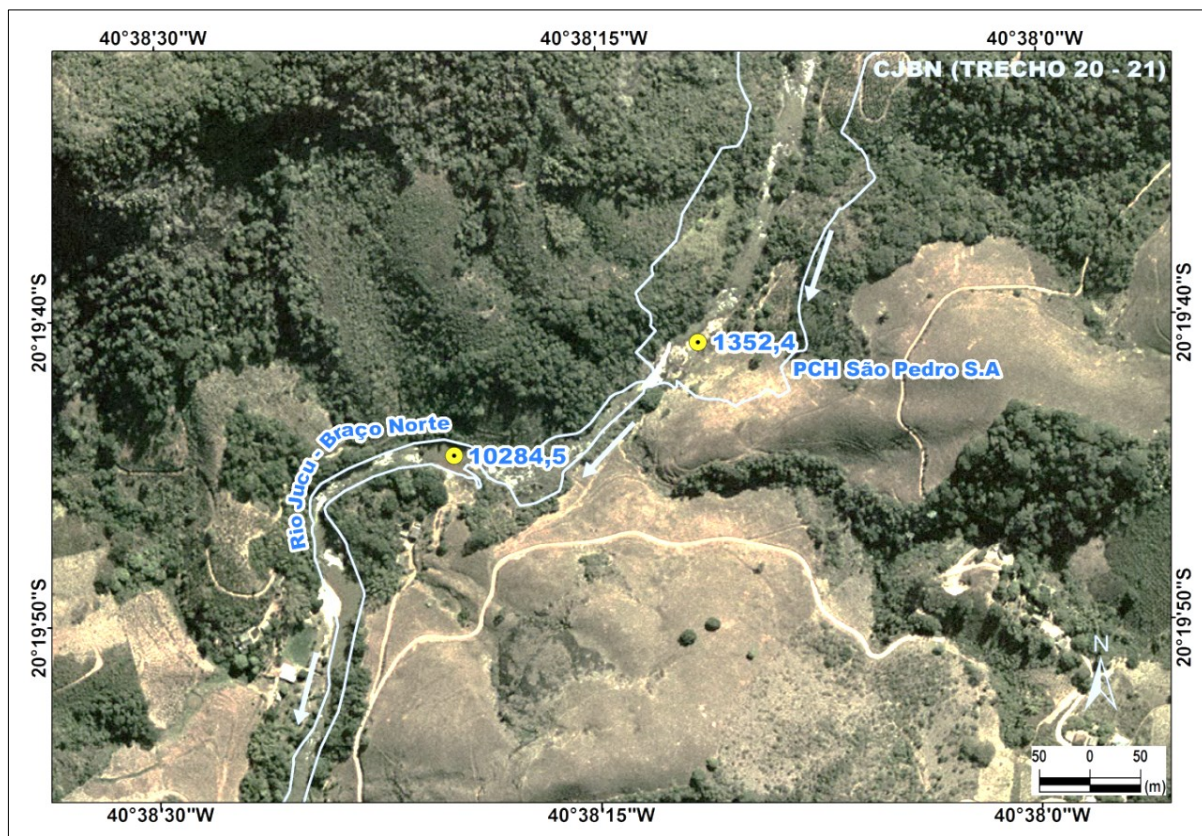


Figura 26: PCH São Pedro. Anomalia no índice SL (10.284,5) devido à construção da barragem da PCH São Pedro em desfiladeiro do rio Jucu (2008).

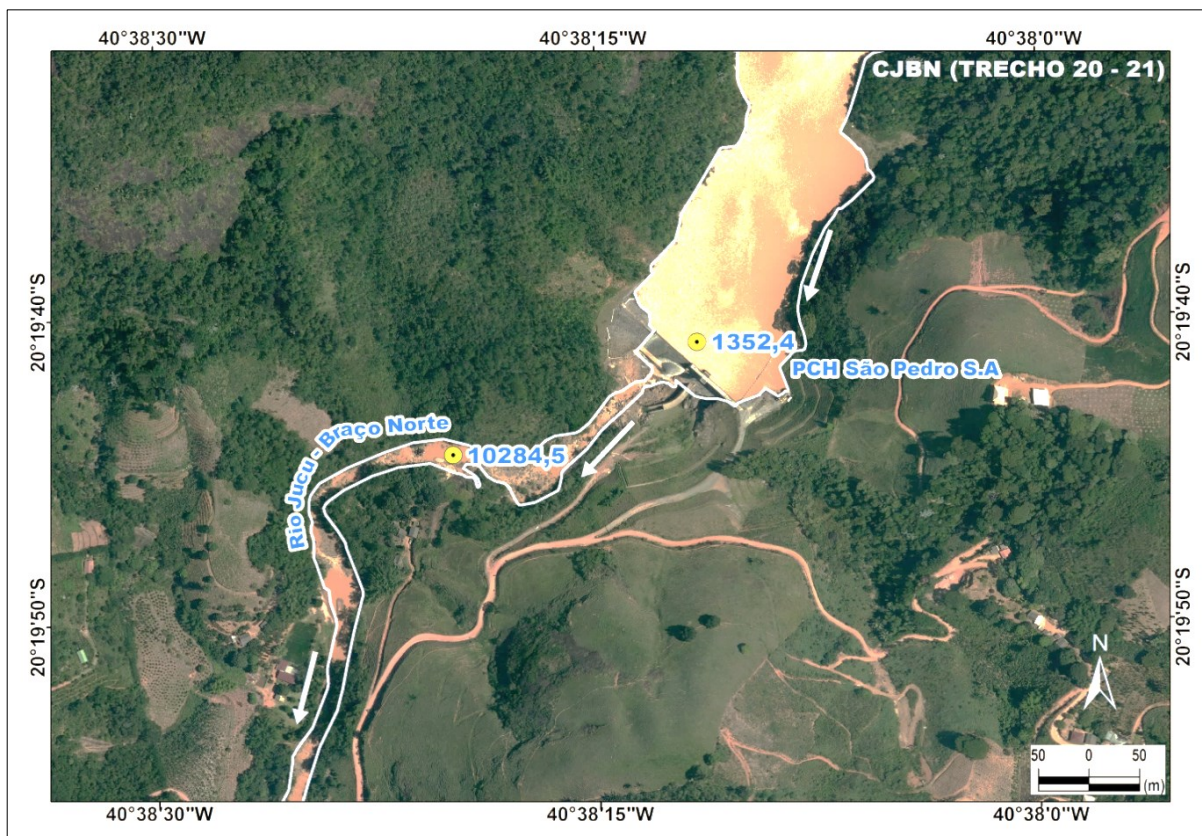


Figura: 27: PCH São Pedro. Anomalia no índice SL (10.284,5) devido à construção da barragem da PCH São Pedro, após o enchimento do lago (2014).

A anomalia máxima refere-se à barragem para formação do reservatório da PCH-São Pedro empreendimento do grupo São Pedro Energia S.A. O comprimento da barragem é de 135 metros, por 30 metros de altura, com lago dimensionado em 12 hectares. A variância em relação aos valores médios de SL encontrado ilustra, a contento, o quanto a variável altitude influência no resultado desse índice (BRASIL PCH S.A, 2015).

Constatou-se a construção de muros e residências sobre a planície de inundação, inclusive sobre alças de meandros e antigas calhas fluviais (Figura 28).



Figura 28: Construção sobre a margem do rio Jucu – Braço Norte, Ponto Alto, Domingos Martins.

Assim, com base na análise conjunta do perfil longitudinal, do índice SL e do campo, tem-se que o segmento entre os quilômetros 20 e 50 e, principalmente, entre os quilômetros 70 e 80, apresenta maior suscetibilidade ao fenômeno inundação devido à redução drástica do gradiente do canal fluvial implícito na razão SL/k menor que a unidade (1).

A Figura 29 (Trecho 11) exemplifica o processo de consolidação de um nível de base geomórfico e sua relação com a respectiva bacia de inundação.



Figura: 29: A porção diagonal da figura (sentido NE – SW) indica a localização de um *knickpoints* o que contribui para inundar a porção montante do vale.

A forma encaixada e sinuosa do canal fluvial para jusante da soleira estrutural, vista na porção sudeste da Figura 29, pode estar relacionada a algum processo geológico, pois a feição aparenta se tratar de rochas homogêneas.

As marcas deixadas por antigos meandros, ora abandonados, podem ser reflexo da soleira estrutural vista na porção central da Figura 29 (sentido NE – SW), que atua como seção de estrangulamento para deflúvios maiores que o de margens plenas, culminando na inundação da planície situada imediatamente a montante.

No segmento entre os quilômetros 20 e 50 (subsidentes em relação à linha de melhor tendência), encontrou-se os menores valores de SL desse compartimento, bem como na razão SL/k, portanto, indicando áreas suscetíveis ao fenômeno inundação.

A estrutura em Patamares Escalonados, cortadas por canais em leito rochoso, acrescida do descarte do segmento inicial do canal, explica a ausência de valores elevados do índice SL na porção compreendida como terço superior do rio Jucu –

Braço Norte. Todavia, nesse segmento, tem-se uma área de contribuição menor, consequentemente menor aporte de tributários caudalosos, o que reduz o deflúvio e a dimensão das respectivas bacias de inundação.

A Figura 30 (Trecho 14) exibe a morfologia da planície de inundação localizada na altura do quilômetro 80 do perfil longitudinal, índice SL 47,4, um dos menores encontrados no terço superior do rio Jucu - Braço Norte.

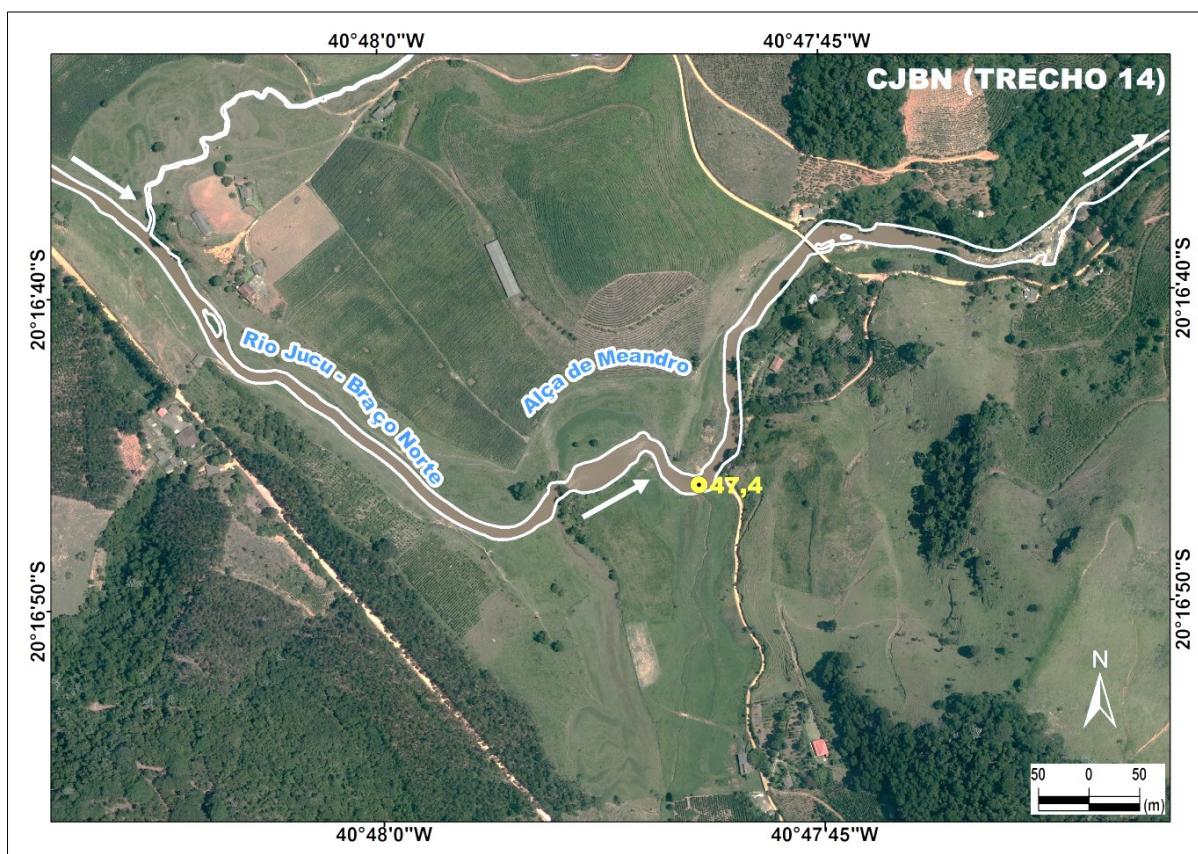


Figura: 30: Bacia de inundação localizada no terço superior do rio Jucu, na localidade de Perobas, Domingos Martins.

A dimensão menor da bacia de inundação não quer dizer que o fenômeno não ocorra, ou que o deflúvio não tenha potência para causar inundação, indica apenas que a abrangência espacial da área a ser inundada seja menor. No Trecho 9, por exemplo, o valor do SL foi de apenas 23,3 indicando elevada suscetibilidade à inundação na planície aluvial (Figura 31).

Ainda assim, as alças de antigos meandros com as marcas preservadas de maneira nítida possibilitam inferências confiáveis acerca do transbordo fluvial sobre a bacia

de inundação por ocasião de deflúvios maiores que o de margens plenas em conformidade com os baixos valores de SL e razão SL/k encontrados (Tabela 15).

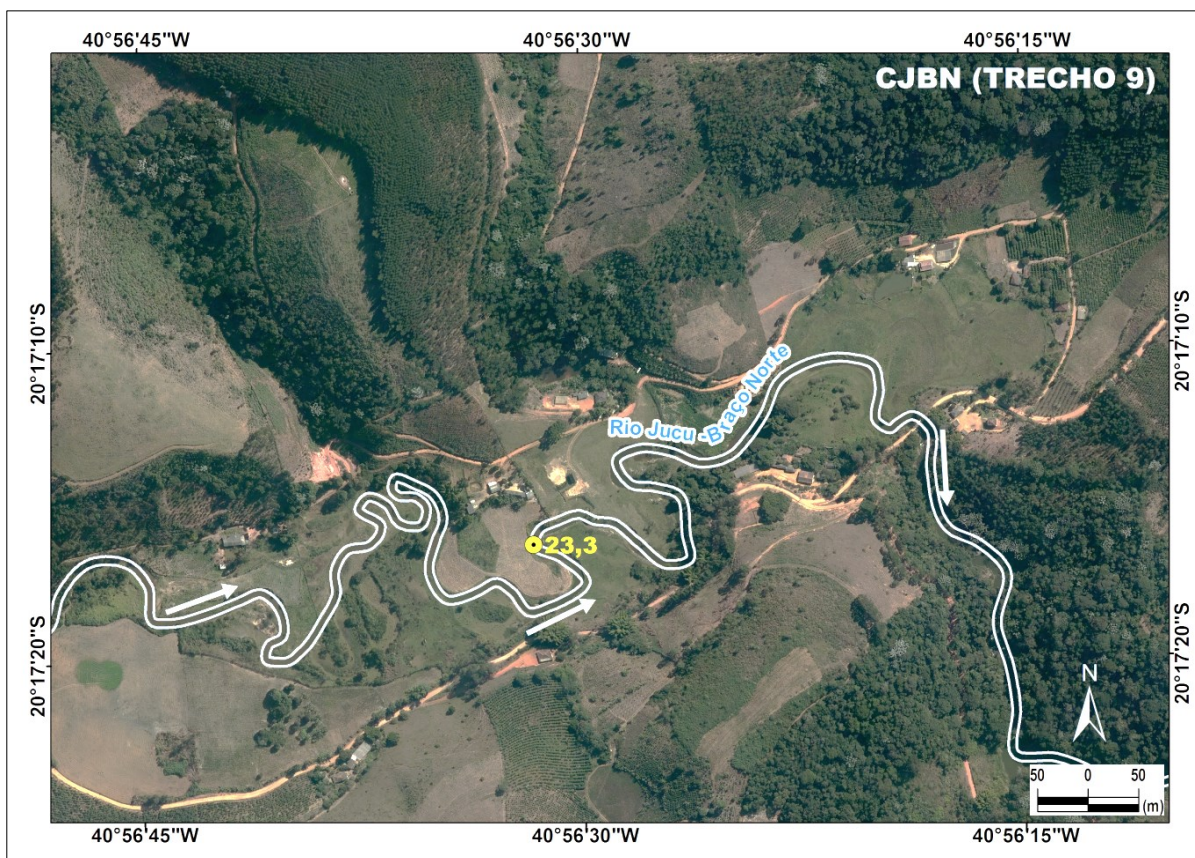


Figura 31: Bacia de inundação próxima ao km 51, apresentando canal estreito e tributário pequeno.

Sabe-se que a potência hidráulica aumenta para jusante do vale, em relação direta com o aumento da área de drenagem, do deflúvio, em relação inversa à declividade (LEOPOLD; MADDOCK, 1953; LEOPOLD et. al., 1964; HACK, 1973).

Há correlações bem ajustadas entre os parâmetros geométricos do canal fluvial (deflúvio, largura, profundidade, velocidade, rugosidade e sedimentação) e área de drenagem (LEOPOLD; MADDOCK, 1953).

5.2.3 Compartimento Jucu – Baixo Curso

Nesse compartimento, não foram encontradas anomalias de primeira ordem e apenas uma anomalia de segunda ordem (Trecho 28), o que poderia sugerir ineficácia no método para o diagnóstico de inundações, se interpretado da forma usual. Os baixos valores de SL encontrados evidenciam que a relação entre

declividade e extensão não permite resolução vertical na escala adotada, posto que a variável altitude seja o fator determinante para a identificação de índices SL elevados (LIMA, 2013).

Em conformidade com os fundamentos teóricos, o cálculo do índice SL para o CJBC soma-se aos valores encontrados para o CJBN (Tabela 16).

Tabela 16: Índice SL e k calculados para o CJBC, da confluência com o rio Jucu – Braço Sul com o rio Jucu – Braço Norte, até a foz.

SEGMENTO	UTM X	UTM Y	UTM Z	D (m)	L (m)	D/2 (m)	L - (D/2)	dH (m)	SL	k	SL/k
TRECHO 25	339471	7744461	40	4033,1	144143,4	2016,6	142126,9	4	141,0	183,1	0,8
TRECHO 26	338222	7742945	35	3184,4	147327,8	1592,2	145735,6	5	228,8	183,1	1,2
TRECHO 27	339818	7741076	32	3449,9	150777,7	1725,0	149052,7	3	129,6	183,1	0,7
TRECHO 28	340669	7739950	10	1941,7	152719,4	970,8	151748,5	22	1719,4	183,1	9,4
TRECHO 29	342061	7739987	9,5	3035,5	155754,9	1517,8	154237,1	0,5	25,4	183,1	0,1
TRECHO 30	342706	7740408	9	1702,9	157457,8	851,5	156606,3	0,5	46,0	183,1	0,3
TRECHO 31	344924	7742158	8,5	3830,2	161288,0	1915,1	159372,9	0,5	20,8	183,1	0,1
TRECHO 32	347388	7740018	8	3492,4	164780,4	1746,2	163034,2	0,5	23,3	183,1	0,1
TRECHO 33	354972	7741480	5	8544,8	173325,2	4272,4	169052,8	3	59,4	183,1	0,3
TRECHO 34	356171	7742639	4	2200,5	175525,7	1100,2	174425,4	1	79,3	183,1	0,4
TRECHO 35	361823	7743734	3	6132,1	181657,8	3066,1	178591,7	1	29,1	183,1	0,2
TRECHO 36	361737	7741684	1	2541,1	184198,9	1270,6	182928,3	2	144,0	183,1	0,8
TRECHO 37	362076	7741134	0,5	857,2	185056,1	428,6	184627,5	0,5	107,7	183,1	0,6

Fonte: Elaborado pelo autor.

Após a confluência, a declividade do canal fluvial em sentido jusante apresenta-se bastante acentuada nos primeiros 12 quilômetros, precisamente até a cota de 10 metros, passando, desde então, a escoar sobre remanescentes dos Tabuleiros Terciários (Formação Barreiras) e pela planície sedimentar flúvio-marinha do Espírito Santo.

Nesse compartimento, a baixa declividade somada à confluência de tributários caudalosos propiciou a formação de meandros divagantes sobre a planície de inundação os quais têm migrado com relativa frequência, mesmo quando considerada a escala de tempo histórica, que pode ser medida em décadas. Além de evidências morfológicas observadas no perfil longitudinal (Gráfico 9), as variáveis de hidráulica fluvial possibilitam importantes inferências sobre eventos de inundação e seus registros históricos (deflúvio e evolução de canais fluviais).

O Gráfico 9 apresenta o perfil longitudinal do Rio Jucu – Baixo Curso.

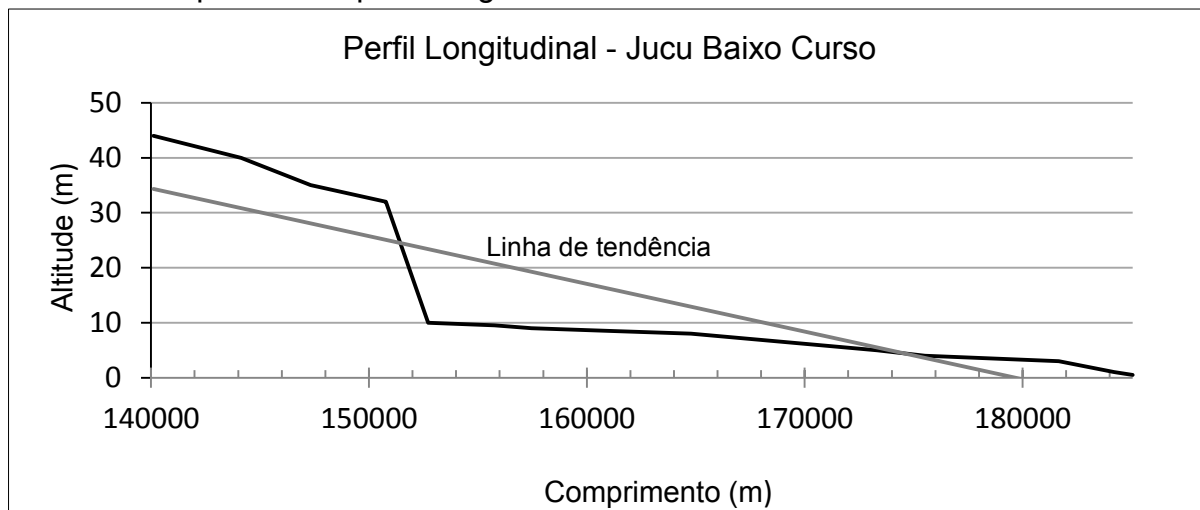


Gráfico 9: Perfil longitudinal do rio Jucu – Baixo Curso.

O perfil longitudinal, visto no Gráfico 9, evidencia que a partir da borda jusante do primeiro degrau dos Patamares Escalonados do Sul Capixaba (≈ 152 km), próximo à cota de 10 metros, a declividade do canal fluvial diminui para cerca de zero vírgula três por cento (0,3 %).

Nesse segmento, o rio flui sobre topografia suave inclinado, quase plano, o que contribui para o espraçamento dos deflúvios maior que o de margens plenas por grande parte da Planície flúvio-marinha do Espírito Santo.

O ambiente sedimentar e a baixa declividade inerente resultam em valores de SL muito baixos, precisamente nos trechos sabidamente suscetíveis a inundação (ACQUATOOL, 2009; DEINA, 2013). Esse segmento apresenta valores baixos de SL e razão SL/k devido ao predomínio de taxas de declividade menores (0,3 %) em quase todo o perfil longitudinal do rio Jucu.

As marcas deixadas por antigos meandros, com suas alças ainda não totalmente preenchidas por sedimentos, terraços fluviais com indícios de retomada erosiva e de extensos alagados, constituem feições típicas de áreas suscetíveis à inundação.

Parte do Trecho 29 (Figura 32), por exemplo, constitui leito recém-escavado em meio à planície de inundação, após o solapamento e perda da alça de um meandro. O canal atual se encontra encaixado em nível mais baixo do vale, aparentemente erodindo o leito rochoso e aluvial.

A Figura 32 apresenta antigo leito fluvial após perda de meandro.



Figura 32: Meandros abandonados sobre planície de inundação em Pedra Mulata, Viana.

Na localidade de Pedra Mulata, as marcas deixadas por terraços aluviais e antigos meandros se encontram preservadas de maneira nítida e possibilitam inferências confiáveis acerca do transbordo fluvial sobre a bacia de inundação por ocasião de deflúvio maior que o de margens plenas em conformidade com os baixos valores de SL e razão SL/k encontrados.

Os meandros observados nessa localidade provocam curiosidade e desafiam para uma reconstituição ontológica (genética) de ambientes construídos sobre condições climáticas diferenciadas, bem como à construção de cenários (tendências) de evolução para tais feições.

As Figuras 33 e 34, na página seguinte, apresentam o processo de perda de um meandro em período compreendido entre 2008 e 2014.

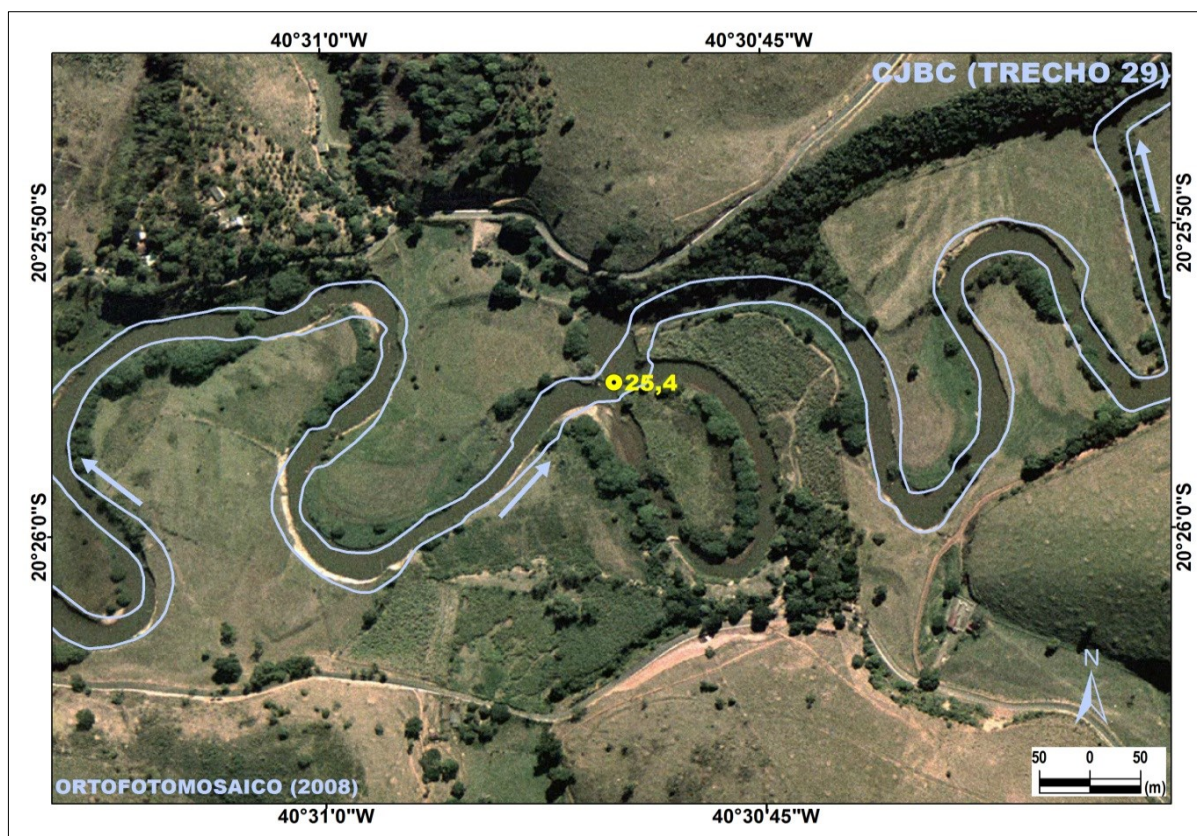


Figura 33: Meandros abandonados sobre bacia de inundação em Pedra Mulata, Viana (2008).

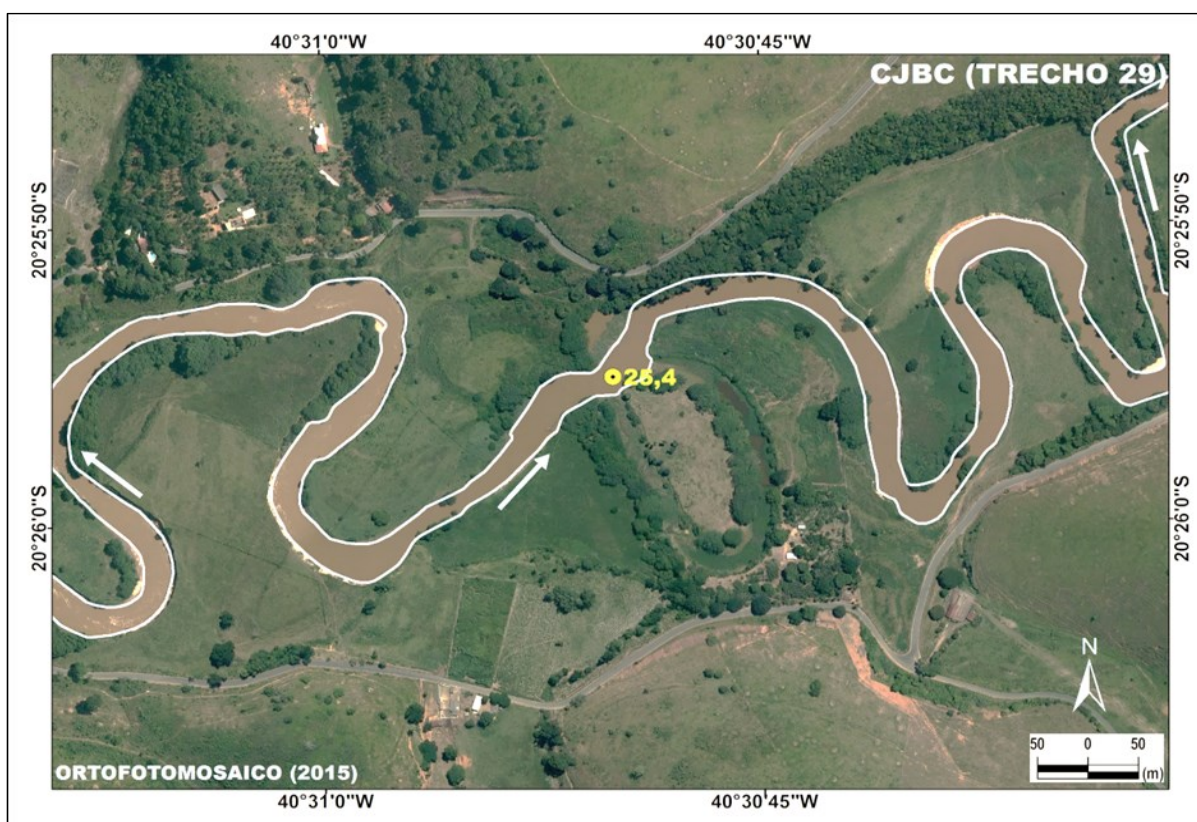


Figura 34: Meandros abandonados sobre bacia de inundação em Pedra Mulata, Viana (2014).

A amplitude dos estratos sedimentares observados nos taludes fluviais expostos na referida localidade possibilitam profícuas inferências sobre a localização da área fonte de sedimentos, mudanças climáticas, alterações nos níveis de base geomórfico, transgressão e regressão marinha, neotectônica, etc., mas estes são tópicos sugeridos para futuras pesquisas.

A Figura 35 apresenta parte do talude fluvial do rio Jucu na localidade de Pedra Mulata.



Figura 35: Leito atual do rio Jucu, erodindo curva de meandro.

As alças abandonadas (porções de antigos canais), devido a pequeno desnível topográfico naquelas ainda não totalmente preenchidas por sedimentos, podem ser percebidas facilmente pelo contraste na vegetação, o que ocorre devido a uma maior umidade no solo.

A planície de inundação nessa localidade apresenta diferentes níveis de terraço fluvial (gerações?) os quais podem ter sido formados durante períodos com maior volume de chuvas, possivelmente durante fases de máximos interglaciais do Quaternário. Caso ocorra novo interglacial, os terraços antigos tendem a ser erodido para ceder espaço a novo leito fluvial adaptado a um clima úmido.



Figura 36: Planície de inundação do rio Jucu na localidade de Pedra Mulata. Constatam-se diversos níveis de terraços fluviais.



Figura 37: Meandros abandonados exibindo calha e terraços bem preservados.

Na proximidade de meandros abandonados com a calha preservada, ocorrem esporões em forma de terraços pontiagudos que se encontram bem preservados, o que sugere não apenas uma mudança brusca na direção do deflúvio como também no seu volume (Figura 37). Não obstante, determinados meandros abandonados (páleo-meandros?) ainda mantêm a forma característica de antigo canal fluvial, embora se observe homogeneidade pedológica e no padrão de vegetação.

Os meandros mais antigos apresentam menos resquícios de feições típicas de áreas suscetíveis à inundação devido ao nivelamento topográfico, à homogeneidade pedológica e a não distinção no padrão de vegetação.

Na localidade de Pedra Mulata, o talude fluvial em relação ao leito de vazante se encontra a cerca de 4 metros da cota topográfica de superfície. Foram observados meandros abandonados (páleo-meandros?) em diferentes posições da planície de inundação. A intensidade do processo de erosão por solapamento da margem côncava concomitante a deposição sobre margem convexa de jusante ocorre de maneira intensa.



Figura 38: Erosão de talude por solapamento da margem côncava concomitante à deposição sobre margem convexa.

Conforme relatado, a partir do Trecho 29, o rio apresenta baixos valores no índice SL e razão SL/k até a foz, no estuário da Barra do Jucu, devido à topografia suave inclinado ou plano.

A drenagem sobre áreas costeiras apresenta particularidades hidromorfológicas com relação ao escoamento dos grandes deflúvios, pois o canal, ao receber significativo volume de água drenada de áreas mais altas sobre topografia suave inclinado, sofre retardo no escoamento ou represamento no fluxo, sobretudo durante maré alta quando o mar adentra o estuário.

A Figura 39 apresenta o segmento entre o Trecho 36 até a foz do rio Jucu (Trecho 37). Os baixos valores no índice SL encontrado mostram coerência com a topografia suave inclinada constatada *in loco*.



Figura 39: Estuário do rio Jucu, Trecho 37. Baixos valores no índice SL indicam maior suscetibilidade a eventos de inundação.

A análise isolada do índice k, calculado para o canal integral (183,1), não traduz a variabilidade litoestrutural e hidrodinâmica constatada na bacia hidrográfica. Decorre desta constatação que se faz necessário correlacionar o índice SL por trecho com o índice k calculado para a integridade do canal fluvial.

Sabe-se que o nível relativo do mar influencia os processos de inundação no entorno do estuário do rio Jucu, mas a quantificação dessa influência depende de processos hidro-morfodinâmicos de pequena e média duração como volume de chuvas, padrões de ventos adjacentes, altura do berma, flutuações nos níveis de onda, morfologia do perfil da praia e sedimentos (JIMENEZ et. al., 2008).

Esses parâmetros combinados com a altimetria e morfologia da planície sedimentar (dunas ou altura da praia) serão responsáveis pelo alcance máximo das ondas (*run-up*) (SALLENGER 2000; STOCKDON et. al., 2006) e, conseqüentemente, pelo potencial de inundação das áreas adjacentes à planície flúvio-marinha (JIMENEZ et. al., 2008).

A planície aluvial do trecho inferior do rio Jucu apresenta poucos pontos estruturais elevados, ou seja, não erodíveis, de modo que possam controlar a migração de seu leito durante os eventos de deflúvios de grande magnitude, exceto o estuário atual abrigado ao sopé da “Pedra da Concha” (Figura 40).



Figura 40: Estuário do rio Jucu abrigado ao sopé do promontório da “Pedra da Concha”.

A foz atual protege a barra, dificulta a migração lateral do estuário, bem como a obstrução do canal com sedimentos marinhos. A proximidade das áreas litorâneas com o nível de base geral (nível médio do mar) possibilita interações do lençol freático com as águas dos oceanos (JIMENEZ et. al., 2008).

Uma elevação do nível do mar nas imediações das desembocaduras fluviais, isto é, o nível de base geral do momento, cria obstáculo para o escoamento do rio causando o transbordo deste para as áreas transversais adjacentes e em sentido montante, favorecendo a ocorrência de inundações (JIMENEZ et. al., 2008).

A subida relativa do nível médio do mar pode elevar o nível do lençol freático sobre as áreas costeiras cobertas por sedimentos em proporção equivalente, aumentando a intensidade e recorrência de eventos de inundação nas imediações de estuários e lagoas (Figura 41).



Figura 41: Cordão litorâneo próximo à foz do Rio Jucu. A vegetação do cordão litorâneo se encontra degradada devido ao tráfego de veículos e banhistas.

A destruição da vegetação sobre o cordão litorâneo (Figura 41) fragiliza o equilíbrio desse ambiente, contribui para o surgimento de processos erosivos e/ou aplainamento de feições, podendo induzir mudança na desembocadura do estuário

do rio Jucu (avulsão), bem como contribuir para maior suscetibilidade à inundação em parte da barra do distrito homônimo. As intervenções antrópicas sobre a restinga e manguezal contribuem para a degradação dos cordões litorâneos com reflexos no estuário.

5.2.4 Aplicação do Índice SL à Inundação

O método SL aplicado da forma usual tem sido utilizado em pesquisas relacionadas ao embasamento litoestrutural, neotectônica, capturas de drenagem e evolução de canais fluviais, mas não em trabalhos aplicados ao diagnóstico de áreas suscetíveis à inundação. A espécie SL (e k) constitui uma variação do gênero morfometria que, embora derivada deste último, revestiu-se de amplo embasamento conceitual acerca da dinâmica fluvial das bacias hidrográficas.

A lacuna com relação à aplicação desse método pode ser explicada pela ausência de resolução do índice SL, quando mensurado sobre relevos pouco inclinados ou planos, devido à constituição da amplitude altimétrica como variável determinante da equação (LIMA, 2013). Além desse aspecto, variáveis da geometria hidráulica como deflúvio, largura, profundidade, velocidade, rugosidade e sedimentação, que podem subsidiar o método, envolvem modelagem sofisticada de volumes de dados robustos, por vezes insuficientes ou inexistentes.

O perfil longitudinal explicita de maneira categórica a relação declividade-extensão tornando evidente a redução do índice SL, conforme a topografia se torna menos íngreme, aspecto esse já devidamente registrado na literatura específica. O ideal seria combinar a análise do perfil longitudinal, com seções transversais do canal de forma adensada. Entretanto, para isso, faz-se necessária uma série longa e confiável de dados plúvio e fluviométricos, atualmente existente para poucas estações da BHRJ.

A interpretação do índice SL sobre os Tabuleiros Terciários (Formação Barreiras) e planície sedimentar flúvio-marinha do Espírito Santo (topografia suave inclinado ou plano) deve levar em conta a preponderância da variável altitude na definição do índice, logo, há que esperar valores de SL e razão SL/k igualmente menores. Os valores de SL e razão SL/k baixos apresentam correlação positiva com a topografia

e suscetibilidade à inundação, indicando áreas suscetíveis de modo mais eficaz que o método morfométrico usual.

A análise do Gráfico 10 explicita que a variável altitude influencia de maneira preponderante os índices SL, conforme pode ser aferido pelo coeficiente de determinação (R^2) encontrado de 0,7303 (73 %). O comprimento dos trechos não apresentou correlação com os valores de SL encontrados, apresentando coeficiente de determinação de apenas 0,0155 (Gráfico 10).

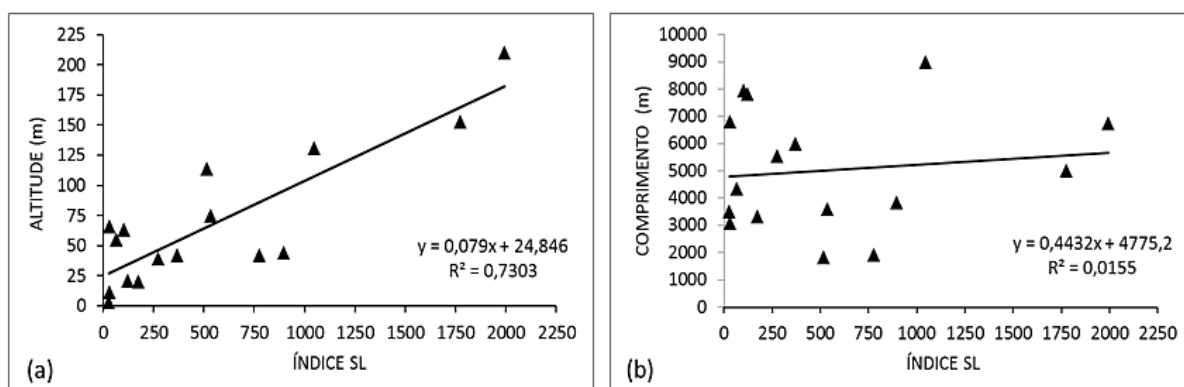


Gráfico 10: Coeficiente de determinação entre a variável amplitude altimétrica e SL (a) e comprimento do trecho e SL (b).

O Gráfico 11 demonstra que com relação às áreas suscetíveis à inundação, as anomalias de drenagem que devem ser investigadas com maior rigor apresentam razão SL/k menor que dois e índice SL menor que k.

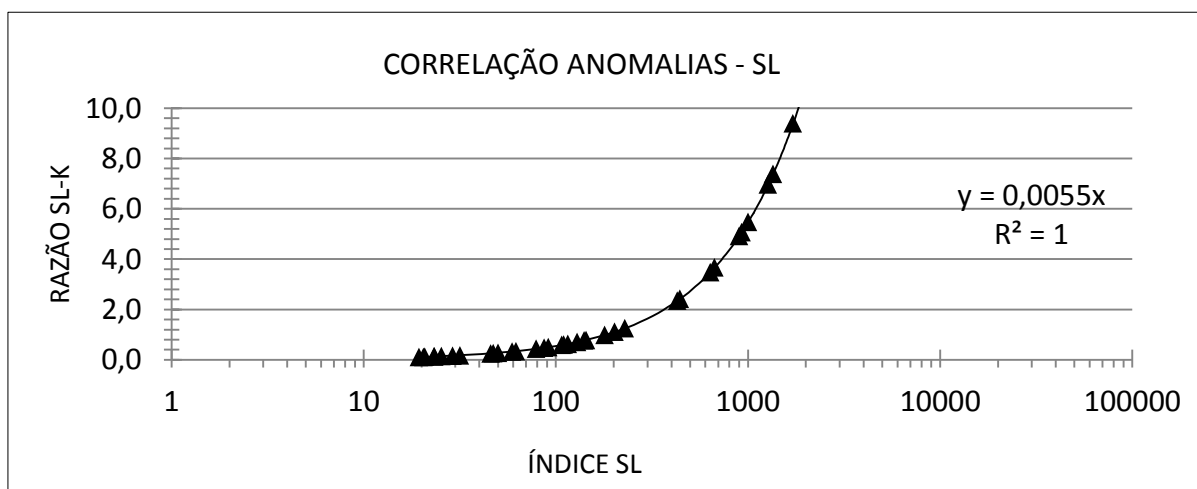


Gráfico 11: Correlação razão SL/k-SL. Os pontos indicam áreas suscetíveis à inundação ajustados em uma função potência.

O coeficiente de determinação igual à unidade indica que o índice SL (variável dependente) explica satisfatoriamente a variação observada na razão SL/k (variável independente).

Assim, temos que, ao invés de efetuar uma análise restrita aos números (SL, k), dever-se-á analisar a morfologia do canal fluvial por meio do perfil longitudinal, quiçá, incluindo seções transversais, com vistas ao processo geomorfológico que representa, qual seja, uma relação consistente entre deflúvio, área de drenagem e declividade (geometria hidráulica).

Em analogia a classificação proposta por Seeber e Gornitz (1983), com relação a anomalias na rede de drenagem, faz-se intuitivo inferir como “anômalos” os trechos do rio Jucu com razão SL/k entre 0,1 e 1, como sendo de primeira ordem, e entre 1,1 e 2 como sendo de segunda ordem, especificamente para o diagnóstico de áreas suscetíveis à inundação.

Os métodos expeditos aplicados mostraram-se eficazes, pragmáticos e de baixo custo para aplicação na etapa de levantamento de dados e informações, com vistas ao aprofundamento de análises hidromorfológicas mais complexas. Por essas razões, em tempos recentes, tem ocorrido um aumento na quantidade de pesquisas que utilizam as geotecnologias com essa finalidade (FLORENZANO, 2008).

Espera-se que essa análise possa ser útil em outras pesquisas morfométricas, em diferentes contextos geomórficos, especialmente quanto à aplicação do índice SL para o diagnóstico de áreas suscetíveis à inundação.

6.0 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Não se sabendo parte deste todo,
Um braço, que lhe acharam, sendo parte,
Nos disse as partes todas deste todo.
Gregório de Matos Guerra (1636 – 1695).

A pesquisa morfométrica aplicada à Bacia Hidrográfica do Rio Jucu/ES possibilitou o levantamento e caracterização dos indicadores geométricos (zonais, lineares e hipsométricos) e Índices SL (*Slope-Lenght Index*). Tratou-se de uma abordagem sistêmica, conceitual-metodológico aplicado a bacias e sub-bacias hidrográficas.

Os versos de “Vida em Poesia” (GUERRA, 1636-1695) que introduzem este Capítulo, embora se refiram à poesia sacra, exemplifica, por analogia, os processos fluviais que ocorrem no sistema hidrográfico “Jucu”. Um afluente fluvial (braço), sendo parte do sistema hidrográfico, quer saibamos ou não, possibilita inferências precisas acerca de toda uma bacia hidrográfica.

A constatação de valores de SL pequenos sobre diversas bacias de inundação do rio Jucu (CJBN, CJBS, CJBC), menor que $k/2$, demonstrou tratar-se de trecho com topografia suave inclinado ou plano, portanto, de áreas suscetíveis à inundação quando de deflúvios maiores que os de margens plenas.

A interpretação do índice SL (*Slope-Lenght Index*) sobre os Tabuleiros Costeiros e planície sedimentar flúvio-marinha deve levar em conta a baixa amplitude altimétrica. Logo, há que esperar valores de SL e razão SL/k também menores. Assim, ao invés de buscar os maiores valores de SL, há que ter especial atenção aos baixos valores desse índice, quando resultarem menor que metade do valor de k , ou razão SL/k menor que 0,5.

Os perfis longitudinais do rio Jucu explicitaram, de maneira categórica, a relação declividade-extensão tornando evidente a redução do índice SL conforme a topografia se tornou menos íngreme. As quebras abruptas nos perfis longitudinais, que apresentaram valores elevados no índice SL podem estar relacionadas a mudanças litológicas ou estruturais conforme demonstrado nas pesquisas de Hack (1957).

Com relação à pergunta formulada na Introdução (Capítulo 1.0), temos que as áreas costeiras são suscetíveis a eventos de inundação não apenas em função da dinâmica costeiro-marinha, pois os processos hidromorfológicos continentais atuam ativamente para a ocorrência e intensidade desse fenômeno.

A amplitude máxima das ondas em determinada porção da costa (*run-up*), em interação com características hidrogeomorfológicas locais, definem o potencial de inundação de tais áreas. Assim, mesmo áreas sobre os tabuleiros costeiros são suscetíveis a eventos de inundação conforme a dinâmica das chuvas e o volume do deflúvio. Nessas áreas, o índice SL baixo, devido à topografia suave inclinado, indica esse potencial de maneira eficiente e eficaz.

A análise dos dados de campo foi de suma importância para a interpretação e validação de ambos os métodos, embora a investigação tenha ficado restrita às feições superficiais da paisagem e a pontos previamente selecionados (critério de baixo valor no índice SL e razão SL/k). Constatou-se que baixos valores de SL correlacionam-se com trechos do canal fluvial com topografia suave inclinado ou plano, por vezes, planícies aluviais e bacias de inundação.

Contudo, faz-se necessário uma análise concomitante do perfil longitudinal do rio, pois quebras bruscas no traçado do talvegue representado, em relação à linha de melhor tendência, podem indicar processos geológicos litoestruturais em escala local, a exemplo dos *knickpoints*, e não necessariamente uma maior suscetibilidade a eventos de inundação. Nesse aspecto, a equidistância das curvas de nível faz grande diferença, pois a qualidade da análise se mostra diretamente proporcional ao nível de detalhe adotado. Quanto maior a escala, ao nível de detalhe, melhor.

Por fim, a comparação entre o SL e os demais índices e parâmetros morfométricos calculados possibilitou concluir que, para o fenômeno inundação, o índice SL se mostra mais pragmático e eficaz que os demais, desde que a interpretação dos resultados ocorra de forma concomitante à análise do perfil longitudinal, tendo como pressupostos os processos de hidráulica fluvial.

REFERÊNCIAS

- ACQUATOOL, Consultoria Ltda. **Elaboração dos Estudos para Desassoreamento e Regularização dos Leitos e Margens dos Rios Jucu, Formate e Marinho, na Região Metropolitana da Grande Vitória/ES**. Publicação do IJSN - Instituto Jones dos Santos Neves, Vitória (2009). Disponível em: <<http://www.ijsn.es.gov.br>>. Acesso em 10 mai. 2014.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA. Sistema de Informações Hidrológicas (HIDROWEB), 2015, disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em: 12 jan. 2015.
- ALBINO, J. **Morfodinâmica e processo de sedimentação atual das praias de Bicanga à Povoação**, ES. 1999. 182 p. Tese de doutorado. Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo: São Paulo, 1999.
- ALMEIDA W. S; SOUZA N. M; REIS JUNIOR D. S; CARVALHO J. C. Análise Morfométrica em Bacias Hidrográficas Fluviais Como Indicadores de Processos Erosivos e Aporte de Sedimentos no Entorno do Reservatório da Usina Hidrelétrica (UHE) Corumbá IV. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 15, nº 2, 2013, p. 135-149.
- ANTÓN L.; VICENTE G; MUÑOZ-MARTÍN A; STOKES M. **Using River Long Profiles And Geomorphic Indices To Evaluate The Geomorphological Signature Of Continental Scale Drainage Capture, Duero Basin (NW Iberia)**. *Geomorphology*, vol. 206-1, 2014, p. 250-261.
- BRASIL PCH. São Pedro Energia S.A., 2015. Disponível em: <http://www.brasilpch.com.br/13_saopedro.htm>. Acesso em: 12 jan. de 2015.
- CARABALLO-ARIAS, N. A; CONOSCENTI, C; DI STEFANO, C; FERRO, V. **Testing GIS-Morphometric Analysis of Some Sicilian Badlands**. *Catena*, vol. 113, 2014, p. 370-376.
- CASSETI, V. **Geomorfologia**. Fundação Nacional de Pesquisa - FUNAPE, Goiânia, GO, 2005.
- CEOS. Committee on Earth Observation Satellites Satellite. Earth Observations In Support Of Disaster Risk Reduction. **European Space Agency** (ESA). Edition Special, 2015, 84 p. Disponível em: <http://www.eohandbook.com/eohb2015/files/CEOS_EOHB_2015_WCDRR.pdf>. Acesso em: 10 de jan. de 2015.
- CHEREM, L. F. **Análise morfométrica da bacia do Alto Rio das Velhas - MG**. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-graduação em Modelagem de Sistemas Ambientais. Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais - IGC/ UFMG, 111 p. Belo Horizonte, 2008.
- CHORLEY, R. J. **Geomorphology and general systems theory**. U. S Geol. Survey Prof. paper 500-B, 1962.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgar Blucher, 2ª ed., 1980, 188 p.

_____. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgar Blucher, 1981, 312 p.

_____. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo: Edgar Blucher, 1º ed., 1999, 256 p.

CHRISTOPHERSON, R. W. **Geossistemas** – uma introdução à geografia física. Tradução de Francisco Eliseu de Aquino et. al. 7ª edição. Porto Alegre: Bookman, 2012, 728 p.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. **Geobank**. Disponível em: <<http://geobank.sa.cprm.gov.br/pls/publico/geobank>>. Acesso em 20 jan. 2015.

DEFESA CIVIL. **Plano Estadual de Proteção e Defesa Civil (PEPDEC)**. Vitória, 2015, 4ª edição, 74 p. disponível em: <<http://www.defesacivil.es.gov.br/files/pdf/>>. Acesso em: 20 set. 2015.

DOMINGUEZ. J. M. L; BITTENCOURT. A. C. S. P.; MARTIN. L. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, 1981, v. 11 (4): 227-237.

DEINA, M. A. **Alterações Hidrogeomorfológicas no Baixo Curso do Rio Jucu (ES)**. Dissertação. 2013, 186 p. Universidade Federal do Espírito Santo, Centro de Ciências Humanas e Naturais, Departamento de Geografia.

DEMOULIN, A. Basin and River Profile Morphometry: a new index with a high potential for relative dating of tectonic uplift. **Geomorphology**, vol. 126, 2011, p. 97-107.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos** – SiBCS, 3º ed. Brasília, DF: Embrapa, 2013, 353 p.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; SANTONI, G.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do Peixe, Região Ocidental Paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Revista UNESP, Geociências**, vol. 25, nº 3, 2006, p. 271-287.

FLORENZANO, T.G. **Geomorfologia: Conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008, 320 p.

GHOSH P; SINHA S; MISRA A. Morphometric Properties of the Trans-Himalayan River Catchments: Clues towards a relative chronology of orogen-wide drainage integration. **Geomorphology**, vol. 1, nº 233, 2014, p. 127-141.

GUERRA, Gregório de Matos (1636-1696). **Vida em poesia**. Disponível em: <<http://www.vidaempoesia.com.br/gregoriodematos.htm>>. Acesso em: 20 out. 2015.

HACK, J. T. **Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Marylan**. U.S Geol. Survey Prof. Paper 294-B, 1957, p. 45-97.

_____. **Interpretação da topografia erodida nas regiões temperadas úmidas**. Notícia Geomorfológica, vol. 12, nº 24, 1972, p. 3-37.

_____. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the United States Geological Survey**, vol. 1, nº 4, 1973, p. 421-429.

HACK, J. T; YOUNG, R. S. **Intrenched meanders of the North Fork of the Shenandoah River**. Virginia, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 354-A, 1959, 10 p.

HORTON, R. E. Drainage Basin Characteristics. **Trans. American Geophysical Union**, vol. 13, 1932, p. 350-361.

_____. Erosional development of streams and their drainage basin: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geol. Soc. America Bulletin**, vol. 56 (3), 1945, p. 275-370.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. Geociências: Cartas topográficas. Disponível em: <<http://mapas.ibge.gov.br>>. Acesso em: 20 de maio de 2014.

INSTITUTO CAPIXABA DE PESQUISA, ASSISTÊNCIA TÉCNICA E EXTENSÃO RURAL – INCAPER. **Sistema de Informação Meteorológica**. Disponível em: <<http://hidrometeorologia.incaper.es.gov.br/>>. Acesso em: 20 jan. 2014.

INSTITUTO ESTADUAL DE MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS - IEMA. **Ortofotomosaico Iema/Hiparc**. Arquivos shapes e imagens disponibilizadas em meio digital (vários). Cariacica, ES, 2013.

INSTITUTO JONES DOS SANTOS NEVES – IJSN. **Arquivos shapes disponibilizados em meio digital (vários)**. Disponível em: <<http://www.ijsn.es.gov.br>> Acesso em 20 jul. 2014.

_____. **Mapeamento Geomorfológico do Estado do Espírito Santo**, Vitória, ES, 2012, Nota Técnica nº 28.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA - INMET. **Normais Climatológicas do Brasil (1961-1990)**. Disponível em <<http://www.inmet.gov.br>>. Acesso em: 20 jan. 2014.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS APLICADAS - INPE. **Topodata (SRTM)**. Disponível em <<http://www.dsr.inpe.br/topodata/data/bmp/>>. Acesso em: 20 de jan. de 2014.

JIMENEZ, J.A.; KORTENHAUS, A.; ANHALT, M.; PLOGMEIER, C.; RINOS P.; SULISZ W. Guidelines on Coastal Flood Hazard Mapping: Integrated flood risk analysis and management methodologies. **FLOOD Site Report Number**, T03-08-02, 2008.

MILLER, V. C. A Quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee. Proj. NR 389-402, Tech. Rep. 3, Columbia University, Department of Geology, ONR, New York, 1953.

JACQUES P. D; SALVADOR, E. D; MACHADO, R; GROHMANN, C. H; NUMMER, A. R. Application of Morphometry in Neotectonic Studies at the Eastern Edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. **Geomorphology**, vol. 213 (15), 2014, p. 13-23.

JUSTI JR, J; ANDREOLI, C. V. Uso de Dados Climáticos e Hidrológicos Como Subsídio na Determinação do Regime de Fluxo de Canais de Drenagem. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 16, nº 1, 2015.

KIRPICH, Z. P. Time Of Concentration In Small Agricultural Watersheds. **Civil Engineering**, vol. 10, nº 6, 1940, 362 p.

LANA, C. E. **Influência de Níveis de Base nas Características Morfo-sedimentares das Bacias dos Rios das Velhas e Jequitai (MG)**. Universidade Federal de Ouro Preto, Tese nº 39, 2010.

LAVARINI, C.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Análise Morfométrica de Bacias de Cabeceira como Ferramenta de Investigação Geomorfológica em Média e Larga-escala Espacial. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 14, nº 1, 2013, p. 35-46.

LAZZARO, M; ZARLENGA, A; VOLPI, E. Hydrological effects of within-catchment heterogeneity of drainage density. *Advances in* **Water Resources**, vol. 76, 2015, p. 157-167.

LEITE, A. F. Análise Teórico-Filosófica dos Modelos de Evolução da Paisagem: Tendências Passadas e Atuais. **Revista Geográfica de América Central**, EGAL, Costa Rica, 2011, p. 1-17.

LEOPOLD, L. B; LANGBEIN, W. B. The concept of entropy in landscape evolution. U.S. **Geologic Survey Prof.** Paper 500-A, 1962.

LEOPOLD, L. B.; MADDOCK, T. The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications. U.S. **Geol. Survey Prof.** Paper 252, 1953, 57 p.

LEOPOLD, L. B; WOLMAN, M.G., MILLER, J. P. **Fluvial Processes in Geomorphology**, San Francisco, W.H. Freeman and Co., 1964, 522 p.

LIMA, A. G. Índice de Gradiente de Canal: Significados e Diretrizes para Aplicação. **Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities Research medium**, Ituiutaba, vol. 4, nº 2 (jul-dec.), 2013, p. 680-692.

LIMA, K. C.; PEREZ FILHO, A.; LUPINANCI DA CUNHA, C. M. Características Morfológicas e Morfométricas dos Canais de Drenagem da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso – Semiárido da Bahia/Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 14, nº 4 (out-dez), 2013, p. 309-317.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. As Flutuações do Nível do Mar Durante o Quaternário Superior e a Evolução Geológica de “Deltas” Brasileiros. **Boletim IG/USP**, vol. 15, 1993, p. 1-186.

MARTINI, L. C. P. Características morfométricas de micro bacias hidrográficas rurais de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 13, nº 1, 2012, p. 65-72.

MINISTÉRIO DAS CIDADES; INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS-IPT. **Mapeamento de Riscos em Encostas e Margens de Rios**. In: CARVALHO, C.S., MACEDO, E.S., OGURA, A.T. (Orgs.). Brasília: Ministério das Cidades / Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT, 2007, 176 p.

MONTEIRO, K. A; TAVARES B. A. C; CORREA A. C. B. Aplicação do Índice de Hack no Rio Ipojuca para Identificação de Setores Anômalos de Drenagem e Rupturas de Relevô. São Paulo, Unesp, **Geociências**, vol. 33, nº 4, 2014, p. 616-628.

PERUCCA, L. P; ANGILIERI, Y. E. Morphometric Characterization Of del Molle Basin Applied To The Evaluation Of flash floods Hazard, Iglesia Department, San Juan, Argentina. Elsevier, **Quaternary International journal**, nº 233, 2011, p. 81-86.

SALLENGER, A.H., Jr. Storm Impact Scale for Barrier Islands. **Journal of Coastal Research**, 2000, 31 p.

SANT'ANNA NETO, J. L. Decálogo da climatologia do sudeste brasileiro. In: **Revista Brasileira de Climatologia**, vol.1, nº 1, 2005.

SCHUMM S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. Active Tectonics and Alluvial Rivers. Cambridge, Grã-Bretanha, 2002, 292 p.

SCHUMM, S. A. Evolution and Response of the Fluvial System, Sedimentologic Implications. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogist**, Special Publication, nº 31, 1981, p. 19-29.

_____.River Response to Baselevel Change: implications for sequence stratigraphy. **The Journal of Geology**, vol. 101, nº 2, 1993, p. 279-294.

_____.**The Fluvial System**. New York: John Wiley & Sons, 1977, 358 p.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River Profiles Along the Himalayan arc as Indicators of Active Tectonics. **Tectonophysics**, nº 92, 1983, p. 335-467.

SIEBERT, C. Resiliência urbana: planejando as cidades para conviver com fenômenos climáticos extremos. In: **Anais do VI ENAPPAS**. UFPA, Belém, 2012.

STOCKDON, H. F., HOLMAN, R. A., HOWD, P. A., SALLENGER Jr., A. H. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. **Coastal Engineering** vol. 53, 2006, p. 573-588.

STRAHLER A. N. Hypsometric (area-altitude) Analysis and Erosional Topography. **Geol. Soc. Am. Bull.**, nº 63, 1952, p. 1.117-1.142.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambientes Fluviais**. Florianópolis: Editora da UFSC, 1990, 2ª ed., 183 p.

TUCCI, C. E. M. Hidrologia: Ciência e Aplicação. In: TUCCI, Carlos E. M. **Hidrologia Ciência e Aplicação**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2009. 4ª ed., Cap. 4. p. 25-33.

_____. Inundações e Drenagem Urbana. In: TUCCI, Carlos E. M.; BERTONI, Juan Carlos. **Inundações Urbanas na América do Sul**. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2003, 1ª ed., Cap. 3. p. 45-150.

VERVLOET, R. J. H. M. **Condicionantes Morfológicos e Estruturais na Dinâmica Fluvial da Bacia Hidrográfica do rio Benevente, Espírito Santo**. 2009, 448 p. (dissertação). Universidade de São Paulo (USP), São Paulo.

_____. **Elementos de Geomorfologia Estrutural**: estudo aplicado à Região Serrana do Espírito Santo. Vitória, 1ª ed., 2015, 196 p.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975, 245 p.

WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M; LUDKA, I. P.; MEDEIROS, S. R.; MENDES, J. C.; MOURA, J. C. Arquitetura de Plútons Zonados na Faixa Araçuaí-Ribeira. **Revista Geonomos**, Belo Horizonte, vol. 8, nº 1, 2000, p. 25-38.